



Organização

Fabricia Benda de Oliveira/Rodson de Abreu Marques/Calvin Candotti/Edgar Batista de Medeiros Júnior

Organizadores
Fabricia Benda de Oliveira
Rodson de Abreu Marques
Calvin da Silva Candotti
Edgar Batista de Medeiros Júnior

Mapeamento Geológico e Geologia Regional

Volume 2

ALEGRE - ES
CAUFES
2018

CCENS-UFES Centro de Exatas Naturais e da Saúde, Universidade Federal do Espírito Santo, Alto Universitário, s/n, Caixa Postal: 16, Guararema, Alegre-ES
Telefax: (28) 3552-8687
www.alegre.ufes.br

Dados Internacionais de Catalogação-na-publicação (CIP)
(Biblioteca Setorial Sul da Universidade Federal do Espírito Santo, ES, Brasil)

M297 Mapeamento geológico e geologia regional v.2 [recurso eletrônico] / organizadores, Fabricia Benda de Oliveira ... [et al.] ; Ilustração de Calvin da Silva Candotti. - Dados eletrônicos. Alegre, ES : CAUFES, 2018.
111 p. : il.

Inclui bibliografia.

ISBN: 978-85-54343-05-7

Modo de acesso: <<http://www.geologia.ufes.br/e-book>>

1. Geociências. 2. Geologia estrutural. I. Oliveira, Fabricia Benda de, 1978-.

CDU: 55

Elaborado por Claudia Regina da Rocha Oliveira – CRB-6 ES-576/O

Os textos apresentados nesse livro são de inteira responsabilidade dos autores. Os organizadores não se responsabilizam pela revisão ortográfica e gramatical dos trabalhos apresentados.

REITOR – UFES
REINALDO CENTODUCATTE

DIRETOR DO CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS, NATURAIS E DA SAÚDE – UFES
NEUZA MARIA BRUNORO COSTA

ORGANIZADORES DESTA OBRA
FABRICIA BENDA DE OLIVEIRA
RODSON DE ABREU MARQUES
CALVIN DA SILVA CANDOTTI
EDGAR BATISTA DE MEDEIROS JÚNIOR

APRESENTAÇÃO

A produção deste trabalho é independente e surgiu da idéia e colaboração de professores, alunos e ex-alunos do curso de Geologia do Centro de Ciências Exatas, Naturais e da Saúde, da Universidade Federal do Espírito Santo.

Estão contidos neste livro 6 trabalhos apresentados na forma de capítulos e que abrangem temas relacionados a Geologia Regional e Mapeamento Geológico dos estados do ES e RJ, onde foram estudados os terrenos cristalinos que estão inseridos nos contextos das Faixas Araçuaí e Ribeira.

O material contido nesta obra servirá de auxílio para estudantes, professores e profissionais da área das geociências em seus trabalhos e pesquisas, além de ser um veículo de divulgação de conhecimento obtido pela UFES desde a criação do curso de Geologia.

LISTA DE ORGANIZADORES

Fabricia Benda de Oliveira. Coordenadora do colegiado do curso de Geologia, e Professora Permanente e orientadora no programa de Pós-Graduação em Gestão Pública da Universidade Federal do Espírito Santo (UFES), Alegre, ES. fabricia.oliveira@ufes.br

Rodson de Abreu de Marques. Professor Adjunto do curso de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (UFES), Alegre, ES. rodson.marques@ufes.br

Calvin da Silva Candotti. Geólogo Autônomo, Manaus, AM. calvincandotti@gmail.com

Edgar Batista de Medeiros Júnior. Professor Adjunto da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP), Ouro Preto, MG. edgar.junior@ufop.edu.br

LISTA DE AUTORES

Afonso Rainha Bozzi
Alexandre de Oliveira Chaves
André Victor da Silva Corrado
Caio Vinicius Gabrig Turbay Rangel
Daniel Tonini Peterle
Edgar Batista de Medeiros Júnior
Felipe Guadagnin
Fernanda Setta Duarte
Heitor de Freitas Valle
Iuri Rodrigues Lobão
Ledson Alexandre Silveira Sathler
Mauro de Castro Lima Filho
Mirna Aparecida Neves
Raiane Soares De Macedo
Raíssa Santiago Mendes
Ramon de Oliveira Aranda
Ricardo Venturini Júnior
Rickson Moraes Bicalho Campos
Rodson de Abreu Marques
Sâmara Veiga dos Reis
Tamires Costa Velasco
Viviane Ramos Neves Nunes

SUMÁRIO

Capítulo 1	9
ASPECTOS GEOLÓGICOS CONDICIONANTES DA GEOMORFOLOGIA NA REGIÃO DOS PARQUES DA FONTE GRANDE E PEDRA DOS OLHOS, VITÓRIA, ESPÍRITO SANTO.....	9
<i>Mauro de Castro Lima Filho, Caio Vinicius Gabrig Turbay Rangel, Felipe Guadagnin</i>	9
Capítulo 2	29
COMPARAÇÃO PETROGRÁFICA E DE CAMPO DOS GRANITÓIDES DA SUÍTE GALILÉIA (FAIXA ARAÇUAÍ) NA REGIÃO DE GALILÉIA (MG) E DO COMPLEXO SERRA DA BOLÍVIA (FAIXA RIBEIRA) NA REGIÃO LÍMITROFE DOS ESTADOS DO RJ E ES.....	29
<i>Raiane Soares De Macedo, Rodson de Abreu Marques, Rickson Moraes Bicalho Campos, Fernanda Setta Duarte, Tamires Costa Velasco, Edgar Batista de Medeiros Júnior</i>	29
Capítulo 3	47
LITOQUÍMICA DA SUÍTE GALILÉIA NA REGIÃO DE GALILÉIA E AFONSO PENA - MG	47
<i>Rodson de Abreu Marques, Raiane Soares de Macedo, Tamires Costa Velasco, Edgar Batista de Medeiros Júnior, Fernanda Setta Duarte</i>	47
Capítulo 4	61
ASPECTOS LITOESTRUTURAIS DE DIQUES MÁFICOS NO SUL DO ESTADO DO ESPÍRITO SANTO	61
<i>Raíssa Santiago Mendes, Mirna Aparecida Neves, Edgar Batista de Medeiros Júnior</i>	61
Capítulo 5	81
ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS DA REGIÃO DE MONTE VERDE, MUNICÍPIO DE CAMBUCI – RJ.....	81
<i>Viviane Ramos Neves Nunes, Luiz Filipe Mardegan Games, Rodson de Abreu Marques, Sâmara Veiga dos Reis, Heitor de Freitas Valle</i>	81
Capítulo 6	95
MAPEAMENTO GEOLÓGICO DO MACIÇO INTRUSIVO AFONSO CLÁUDIO (1:25.000), REGIÃO SERRANA DO ESTADO DO ESPÍRITO SANTO	95
<i>Ramon de Oliveira Aranda, Edgar Batista de Medeiros Júnior, Alexandre de Oliveira Chaves, Ricardo Venturini Júnior, André Victor da Silva Corrado, Ledson Alexandre Silveira Sathler, Daniel Tonini Peterle, Afonso Rainha Bozzi, Iuri Rodrigues Lobão</i>	95

Capítulo 1

ASPECTOS GEOLÓGICOS CONDICIONANTES DA GEOMORFOLOGIA NA REGIÃO DOS PARQUES DA FONTE GRANDE E PEDRA DOS OLHOS, VITÓRIA, ESPÍRITO SANTO

Mauro de Castro Lima Filho¹, Caio Vinicius Gabrig Turbay Rangel², Felipe Guadagnin³

RESUMO. O incremento na produção de petróleo, metais e bens minerais, bem como alta capacidade de logística portuária no Estado do Espírito Santo, tem atraído muitas empresas de diversos setores nos últimos anos. Este fato gera um consequente aumento da população, aumentando a demanda por áreas de lazer naturais preservadas, tão escassas atualmente em centros urbanos. Diante desse cenário, foram realizados estudos sobre as características geológicas e geomorfológicas dos parques da Pedra dos Olhos e Fonte Grande, localizados na região da capital do ES, Vitória. Assim, o objetivo deste trabalho é estudar os elementos geológicos que controlam a geomorfologia nesta área. Secundariamente, propõe-se a produção de mapas que junto às sugestões de trilhas e pontos de interesse geocientífico, permitem a difusão das geociências, com destaque para as características das condicionantes naturais da paisagem da capital capixaba. Para alcançar os objetivos, campanhas de campo foram realizadas, com ênfase em dados litológicos, estruturais e geomorfológicos, bem como no registro fotográfico da paisagem. Os resultados permitiram compreender a orientação espacial e desenvolvimento da paisagem, assumindo que a erosão diferencial é a principal causa para a formação do relevo e da principal feição que dá nome à Pedra dos Olhos.

PALAVRAS-CHAVE. Geologia; Aspectos Geomorfológicos; Parques.

INTRODUÇÃO

A evolução do modelo terrestre e o desenvolvimento das compartimentações geomorfológicas estão vinculados às relações existentes entre os fatores endógenos (guiados pelo arcabouço geológico que é configurado principalmente pelas rochas e estruturas) e exógenos (morfogenéticos, em especial o clima). Assim, os resultados impressos no relevo estão relacionados à intensidade e duração dos fenômenos ligados a esses fatores.

Diante da carência de trabalhos acadêmicos acerca da abordagem e área do tema em questão, objetivou-se a busca por informações que viabilizassem o entendimento das etapas responsáveis pela configuração da atual geomorfologia da região situada entre os parques da Fonte Grande e Pedra dos Olhos, em Vitória-ES.

A capital capixaba tem atraído diversas empresas de diferentes setores, inclusive geológicos nos últimos anos, o que gera um aumento populacional. Além disso, o grande número de escolas e faculdades (com cursos relacionados às ciências naturais), existentes na

¹Geólogo autônomo – Vitória, ES, Brasil

²Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo, CCENS – Alegre, ES, Brasil

³Campus Caçapava do Sul da Universidade Federal do Pampa – Caçapava do Sul, RS, Brasil

ASPECTOS GEOLÓGICOS CONDICIONANTES DA GEOMORFOLOGIA NA REGIÃO DOS PARQUES DA FONTE GRANDE E PEDRA DOS OLHOS, VITÓRIA, ESPÍRITO SANTO

região, implica na necessidade de áreas naturais preservadas para constante visitação, como parques, por exemplo.

Na tentativa de explorar tais necessidades, de forma concomitante à realização de pesquisas acadêmicas que contribuam com as atividades no parque, foram realizados estudos que visam facilitar o entendimento de algumas etapas da evolução geológica e geomorfológica de importantes monumentos naturais do município. Entre esses, destacam-se a Pedra dos Olhos (situada no parque homônimo e que pode ser vista de muitos pontos do estado), bem como a porção do Parque da Fonte Grande (Figura 01).



Figura 1. Maciços da Fonte Grande e Pedra dos Dois Olhos em fotografia realizada no município de Vila Velha com vista para Vitória. Fonte: Modificado de Lani (2008). Foto: A. Alves.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo fica situada na região sudeste do Brasil, na parte central de Vitória, capital do estado do Espírito Santo, entre o Parque Natural Municipal da Pedra dos Olhos e Estadual da Fonte Grande (Figura 02).

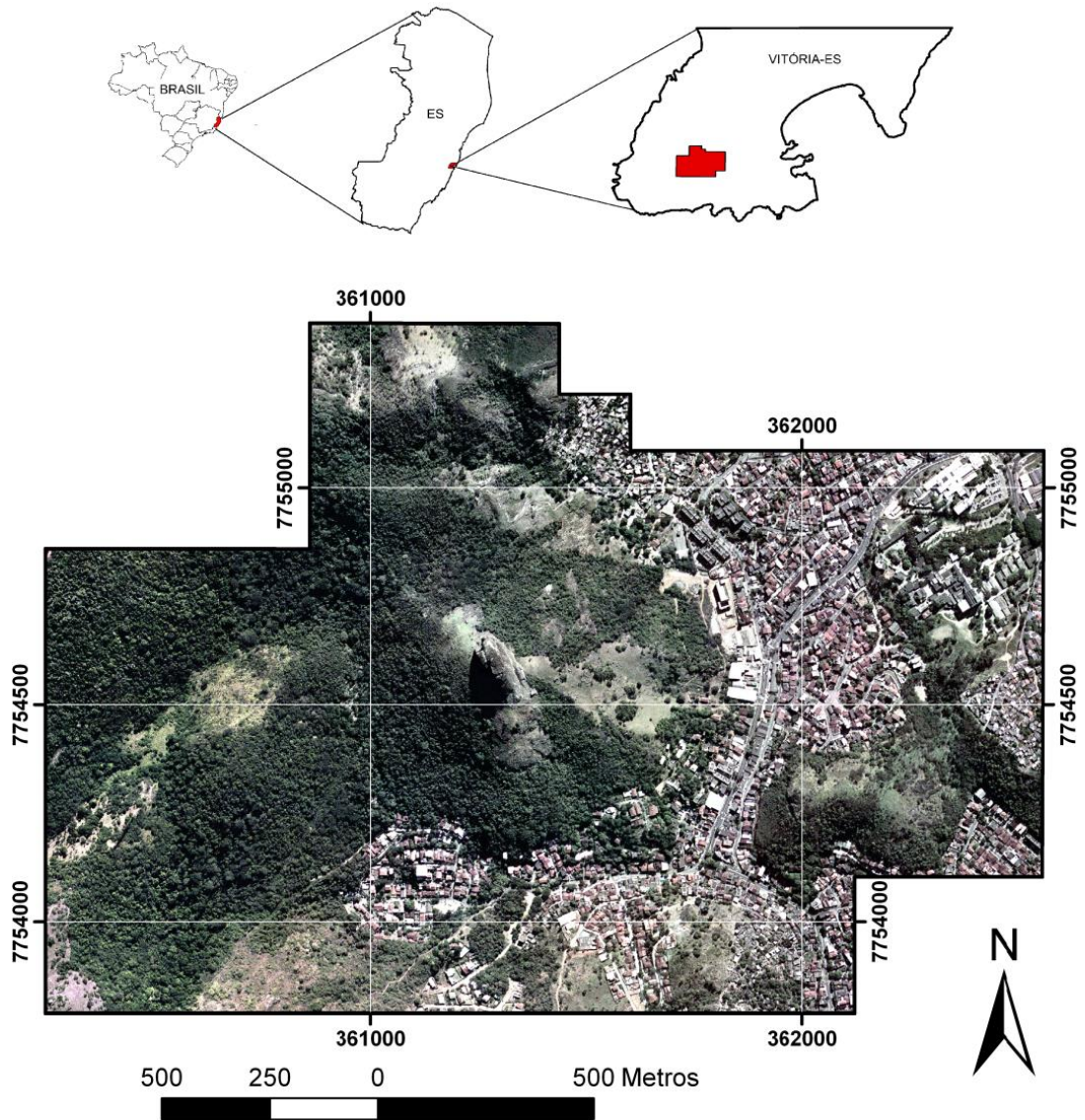


Figura 2. Mapa de localização e foto aérea da área de estudo (em vermelho) localizada na capital do Espírito Santo, Vitória.

Os principais acessos aos parques são a partir do município de Viana através da BR-262, ou ainda da cidade de Guarapará pela BR-101, seguindo pela Segunda Ponte e Av. Maruípe, entre os bairros de Fradinhos, Romão e Tabuazeiro (Figura 03). As vias de acesso aos parques se dão por meio de trilhas em meio a pastos e matas pelo bairro “Tabuazeiro de Dentro” (nome popular), nas proximidades do posto de gasolina locadas na divisa entre os bairros de Tabuazeiro e Maruípe, passando por um terreno pertencente à Prefeitura Municipal de Vitória. Outro acesso, também passando por trilhas, pastos e, ainda, “estradas de chão”, se dá pelo bairro de Fradinhos, adentrando-se ao mesmo pela Avenida Maruípe e passando por toda a área residencial até o início das trilhas.

ASPECTOS GEOLÓGICOS CONDICIONANTES DA GEOMORFOLOGIA NA REGIÃO DOS PARQUES DA FONTE GRANDE E PEDRA DOS OLHOS, VITÓRIA, ESPÍRITO SANTO

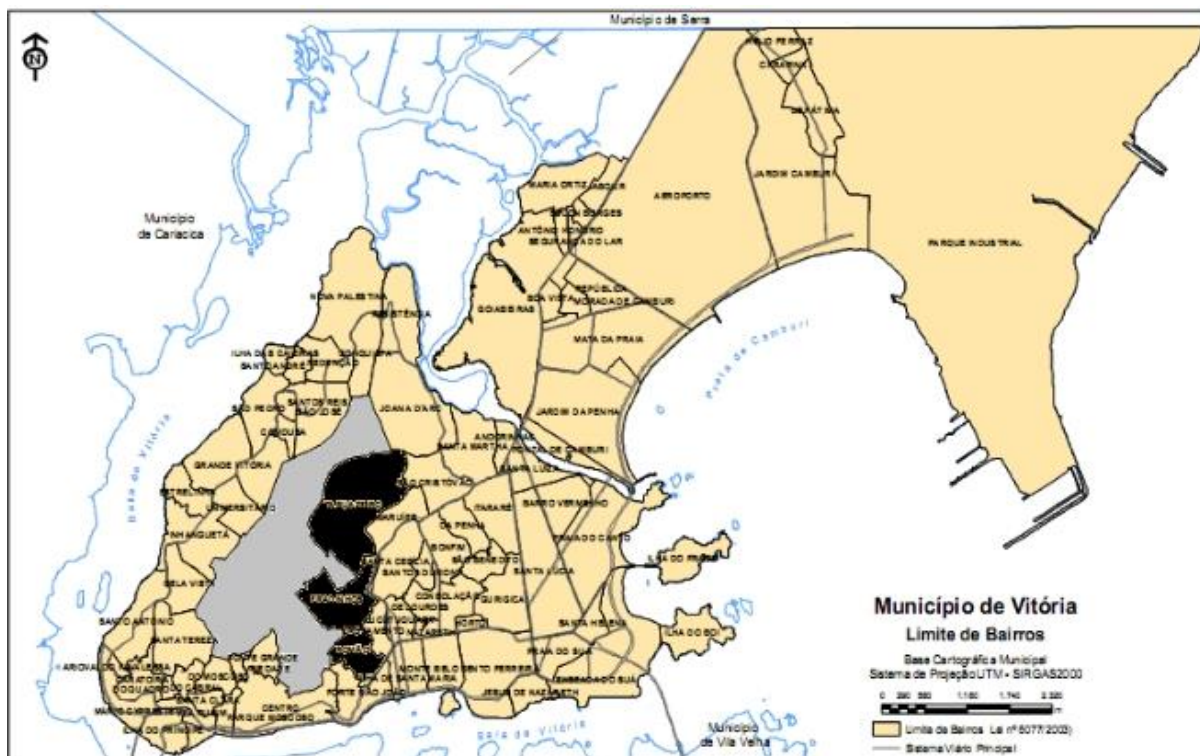


Figura 3. Em cinza a localização da área que abrange os Parques (Natural Municipal da Pedra dos Olhos e Estadual da Fonte Grande). Em preto os principais acessos pelos bairros de Tabuazeiro, Fradinhos e Romão. Fonte: Modificado de GeoWeb (2011).

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA/GEOLOGIA REGIONAL

A Província Mantiqueira segundo Almeida (1977) é um domínio estrutural de posição meridiana que se estende pela região costeira do Brasil, desde o Rio Grande do Sul até a Bahia, podendo ser dividida em 3 porções diacronicamente justapostas: Setentrional (Faixa-Araçuaí), Central (Orógeno Ribeira, Zona de Interferência entre os orógenos Ribeira e Brasília, terrenos Apiaí, São Roque e Embú) e Meridional (Dom Feliciano e São Gabriel). De modo geral, trata-se de um conjunto de domínios estruturais (faixas móveis), relacionados à tectônica de caráter convergente desenvolvida ao final do Neoproterozóico e início do Cambriano, durante um evento denominado Orogênese Brasileira, quando uma intensa anatexia crustal produziu grande volume de magmas granitóides no domínio tectônico interno da chamada Faixa Araçuaí (PEDROSA-SOARES et al., 1999), intrudindo espessos pacotes de rochas metassedimentares, principalmente paragneisses da fácies anfibolito alto, que compõem, principalmente, o Complexo Paraíba do Sul (NOCE et al., 2004).

Com ocorrência relacionada ao ciclo Brasileiro, a orogênese Rio Doce ocorreu no intervalo de 600 a 450 Ma e foi responsável pela geração de batólitos cálcio-alcálinos os quais apresentam indícios geoquímicos relacionados à fase colisional até o colapso orogênico. Seus litotipos são basicamente migmatitos e granitos peraluminosos oriundos da fusão parcial de crosta continental, principalmente de metassedimentos (CAMPOS NETO & FIGUEIREDO, 1995).

As rochas intrusivas se enquadram em algum momento no contexto de uma das fases do Orógeno Araçuaí, onde estão distribuídos quatro estágios, são eles: o pré-colisional (630 – 580 Ma), balizado por rochas da Suíte G1 e vulcânicas do Grupo Rio Doce, sin-colisional (580 – 560 Ma), marcado principalmente por litologias da Suíte G2, tardi-colisional (560 – 530 Ma), que se destaca por rochas das Suítes G3 e G4, bem como o pós-colisional (530 –

490 Ma) que tem como característica as rochas das Suítes G4 e G5 (PEDROSA-SOARES et al. 2007).

Na fase pós-colisional destacam-se os processos deformacionais (Alkmim et al., 2007) e formação de plútons relacionados ao colapso gravitacional em decorrência do regime extensional dessa fase do Orógeno Araçuai (WIEDEMANN-LEONARDOS et al., 2000). Tal fase é caracterizada pela geração das rochas das Suítes G4 e G5, compostas por plútons sem foliação significativa, contudo a foliação de borda ou de fluxo ígneo pode ser concordante com a foliação regional (PEDROSA-SOARES ET AL., 2007).

As rochas da Suíte G4 (do tipo S) são, em geral, constituídas de granitos a duas micas podendo, pontualmente, preservar granitos pegmatóides ou biotita granitos e apresentam idades de formação no intervalo de 535-500 Ma (ocorrem, p. ex., nas proximidades do município de Ecoporanga-ES que fica a noroeste do Espírito Santo) (WIEDEMANN-LEONARDOS ET AL., 2000). Destaca-se, ainda, a composição mais hidratada do magma G4 (que deu origem ao granito a duas micas) (PEDROSA-SOARES e WIEDEMANN-LEONARDOS, 2000) em relação ao G3 (responsável pela geração do granada-cordierita leucogranito livre de micas primárias; (PEDROSA-SOARES et al., 2006). Conforme Wiedemann-Leonardos et al. (2000), os litotipos envolvidos na Suíte G5 estão relacionados ao plutonismo do tipo I, cálcio-alcálico com alto potássio e ferro, da última das fases (pós-colisional) do Orógeno em questão. Trata-se de rochas de composições graníticas ou charnockíticas, por vezes enderbíticas e noríticas, contendo muitos indícios de mistura magmática e direções de fluxo ígneo bem pronunciadas, que ocorrem, p. ex., nas proximidades do município de Barra de São Francisco, à norte de Vitória. A gênese da Suíte aqui tratada ocorreu entre 520 e 490 Ma, estando relacionada com o colapso gravitacional característico desse estágio do Orógeno.

O estado do Espírito Santo encontra-se, de acordo com o contexto geológico regional, no setor setentrional da Província Mantiqueira, onde se situa o maciço de Vitória e está localizada a área de estudo. Tal maciço está relacionado às formas irregulares, ou alongadas, que configuram proeminentes massas rochosas no relevo (Figura 3).



Figura 3. Modelo Digital de Elevação de Vitória – ES. Em verde escuro o Maciço que engloba os Parques da Pedra dos Olhos e Fontes Grande.

Fonte: Modificado de IJSN (2010).

ASPECTOS GEOLÓGICOS CONDICIONANTES DA GEOMORFOLOGIA NA REGIÃO DOS PARQUES DA FONTE GRANDE E PEDRA DOS OLHOS, VITÓRIA, ESPÍRITO SANTO

Essas massas são compostas basicamente por granitos com granulação média a grossa, por vezes, com uma fácies porfirítica com pórfiros (2 a 5 cm) de K-feldspato de hábito tabular, localmente orientados. Trata-se de rochas leucocráticas, de coloração acinzentada ou rósea, mineralogicamente composto por quartzo, feldspato, biotita, magnetita e titanita. Sua textura microscópica é hipidiomórfica/xenomórfica, com feldspatos (microclina e oligoclásio) quase sempre com fraturas marcando os esforços tectônicos (MENESES e PARADELLA, 1978).

Quanto às feições estruturais, na área de estudo, conforme os trends observados em mapas (ortofotos e MDE, por exemplo), ganham destaque lineamentos concordantes ao de Guaçuí, com provável gênese síncrona, que representa uma feição tectônica marcante no Espírito Santo. É realçado no relevo por apresentar cristas e vales alinhados com orientação NE-SW, responsável por condicionar as principais drenagens de grande parte do sul do estado (LOPES et al., 2010). Contudo, o mais significativo lineamento da região estudada é, de forma geral, o Vitória-Colatina-Ecoporanga, ou Lineamento Colatina, que apresenta direções NW-SE e NNW-SSE, compreendendo uma feição estrutural marcante da faixa Araçuai, com característica rúptil, associados a esforços compressionais e tensionais, ligados a cisalhamento e reativação em associação a plútons graníticos e paleozóicos (ca. 505-450 Ma), quando ocorreu a colocação de suítes plutônicas (SILVA et al., 1987). Segundo estudo realizado por Pedrosa-Soares et al. (2006), trata-se de sistemas de fraturas encaixam veios graníticos tardios e diques de diabásio, que também encontrados na área de estudo. Conforme destacam Motoki et al. (2007) esses rumos estruturais ocorrem em toda extensão da bacia sedimentar do Espírito Santo e apresentam provável influência nos magmatismos neoproterozóicos, mesozóicos, cenozóicos e podem ainda ter importância para a formação de jazidas petrolíferas. Segundo os autores, as fraturas dessas direções abordadas também sugerem interferências nos tectonismos recentes, que são apontadas por diversas redes de drenagens atuais presentes no estado.

No que diz respeito à fase evolutiva inicial do relevo dos Parques da Fonte Grande e Pedra dos Olhos, Siqueira (1996) relata que houve predominância da ação de intemperismo físico do substrato granítico do maciço central, onde os litotipos envolvidos foram submetidos a processos de dilatação, acarretando à formação de uma série de juntas e discontinuidades nas encostas mais íngremes. A evolução do relevo local é marcada por duas fases, a primeira no Morro da Fonte Grande, composta por colúvios conbrindo a maior área entre matacões e afloramentos rochosos e a segunda na Pedra dos Olhos, marcada na fase inicial por fraturas formando grandes lajes expostas. Por consequência do intemperismo químico entre as fendas e sobre sua superfície lisa, há formação de solos rasos e instáveis à movimentação de massa. Ainda segundo os autores, nos arredores dos Parques encontra-se o relevo típico de região tropical com vertentes côncavo-convexas, drenagem superficial marcante, meias laranja, entre outras formas de relevo. Nota-se ainda um vale de fundo chato, formado por deposição do material carreado das cristas dos morros.

METODOLOGIA

Foram utilizadas as seguintes etapas metodológicas pré-campo:

1. Reconhecimento da literatura básica da região, em livros, artigos, teses e dissertações, publicados sobre a área;
2. Determinação dos limites da área mapeada que foi estudada na escala de 1:10.000;
3. Reunião dos dados existentes da área de estudo visando a preparação da base cartográfica a ser utilizada em campo e em escritório. Para tal foram usados softwares de geoprocessamento (ArcMap, versão 9.3), como imagens de radar (SRTM), ortofotos (cedidas pelo IEMA e Prefeitura Municipal de Vitória), MDE, carta topográfica (Folha

Vitória – escala de 1:50.000, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE), bem como teste do software;

Nas etapas de campo e pós-campo, respectivamente foram realizados:

1. O reconhecimento dos litotipos e estruturas encontradas, coleta de amostras, registros fotográficos e refinamento dos dados coletados, fazendo-se uso de martelo, marreta, canivete, câmera fotográfica, caderneta de campo, lupa de mão (aumento de 10 x), bússola Brunton e aparelho GPS Gramin Etrex;
2. A reunião e correção dos dados, análise de amostras, confecção dos mapas (escala 1:10000) por correlações feitas em campo e em imagens aéreas, utilizando-se o software citado anteriormente.
3. Interpretação dos resultados obtidos por meio do mapeamento em campo e revisão bibliográfica.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Conforme as campanhas de campo realizadas no referido trabalho, macroscopicamente foram reconhecidas três unidades litológicas principais, duas das quais têm composições vinculadas às rochas graníticas e encontram-se constantemente associadas em diversos afloramentos, bem como uma terceira de composição atrelada às rochas hipoabissais ferro-magnesianas, conforme se discriminam a seguir:

1. Rochas Graníticas

a) Granito Porfirítico

O granito porfirítico via de regra apresenta fenocristais idiomórficos, com até 7 cm, orientados por fluxo magmático (Figuras 4 e 5).

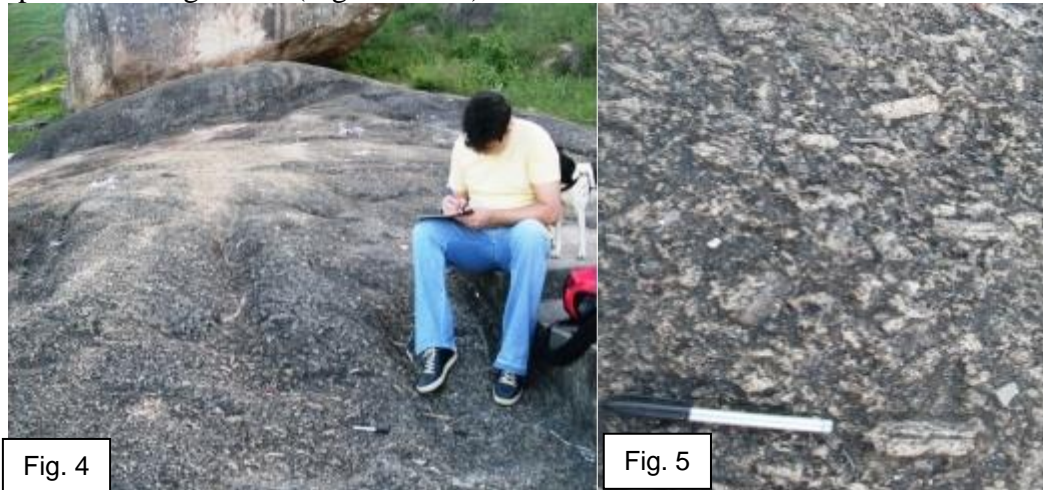


Fig. 4

Fig. 5

Figura 4. Vista ampla do afloramento do granito porfirítico.

Figura 5. Vista em detalhe do granito porfirítico ressaltando a presença de fenocristais orientados por fluxo magmático.

Trata-se de uma rocha félsica, de cores amarelada ou cinza, inequigranular, porfirítica (de 3 a 7 cm), holocristalina, apresentando matriz de textura fanerítica também inequigranular, com granulação média a grossa (Figura 6). Mineralogicamente contém quartzo, feldspato, biotita e, em alguns poucos pontos, ainda foram encontrados óxidos metálicos, por exemplo. magnetita. Tal litologia demonstra ainda uma vasta presença de enclaves xenolíticos com formas elipsoidais, de dimensões variadas (em geral centimétricas, chegando a 50 cm aproximadamente), alinhados por fluxo magmático e representam

ASPECTOS GEOLÓGICOS CONDICIONANTES DA GEOMORFOLOGIA NA REGIÃO DOS PARQUES DA FONTE GRANDE E PEDRA DOS OLHOS, VITÓRIA, ESPÍRITO SANTO

fragmentos das rochas encaixantes (Figura 7). Por vezes, sugere, de forma notória, a ocorrência de injeção mecânica de minerais de K-feldspato (oriundos do magma de composição granítica em processo de cristalização) nesses xenólitos (Figura 8). Isso pode advir da pressão exercida pelo próprio magma. Com relação ao presente litotipo ainda foi possível observar que sua ocorrência, por vezes se dá com disposição aleatória na forma de bolsões de feldspato potássico (Figura 9) envolvidos pelo granito equigranular descrito no item seguinte.

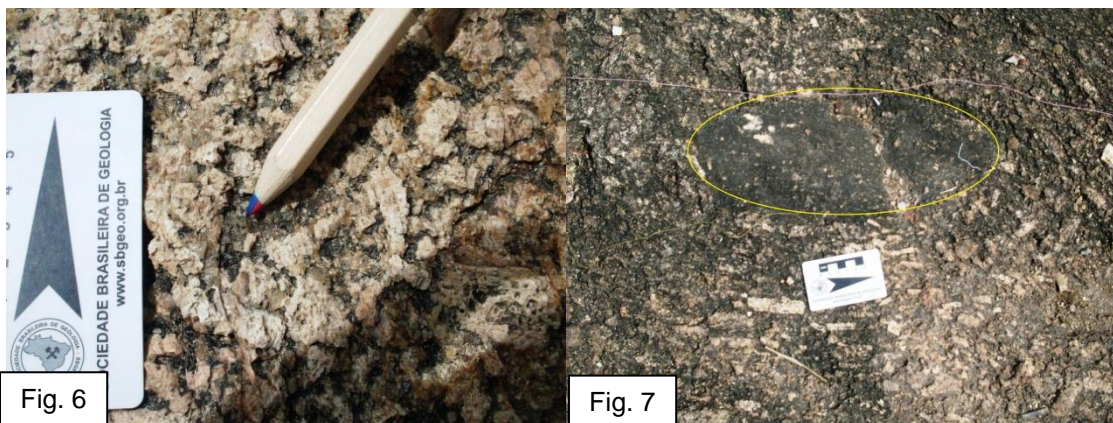


Figura 6. Matriz de textura fanerítica com uma granulação média a grossa.

Figura 7. Enclave xenolítico orientado por foliação de fluxo do granito porfirítico.



Fig. 8

Fig. 9

Figura 8. Evidência de injeção mecânica do pórfiro de K-feldspato no xenólito.

Figura 9. Bolsões de K-feldspato sem orientação.

b) Granito de Fácies Homogênea

Aparenta-se com a matriz do granito porfirítico, podendo assim tratar-se de uma variação faciológica do magma que os gerou.

A análise macroscópica permitiu verificar que se trata de uma rocha de cores amarela ou cinza, félsica, estrutura maciça, textura fanerítica, equigranular com granulação média (entorno de 5 mm), com características isotrópicas, holocristalina apresentando, de forma geral, cristais hipidiomórficos (Figuras 10 e 11). Mineralogicamente é composto por quartzo, plagioclásio e biotita, bem como, em alguns pontos, apresenta inclusões quartzosas contendo minerais metálicos, tais como magnetita e raramente sulfetos (Figuras 12 e 13). Devido ao seu comportamento isotrópico, muitas vezes o litotipo em questão apresenta-se na forma de

blocos degradados por esfoliação esferoidal ou afloramentos bastante fraturados (Figura 14 e 15).



Figura 10. Vista ampla do afloramento do granito de fácies homogênea.
Figura 11. Vista em detalhe do granito de fácies homogênea destacando seu elevado grau de alteração no ponto.



Figura 12. Inclusões quartzosas cristalizadas numa cavidade miarolítica.
Figura 13. Minerais sulfetados associados à quartzo de veio, por vezes presentes no granito de fácies homogênea.



Figura 14. Blocos de granito de fácies homogênea destacando a esfoliação esferoidal.
Figura 15. Afloramento de granito de fácies homogênea com fraturas semi-ortogonais.

ASPECTOS GEOLÓGICOS CONDICIONANTES DA GEOMORFOLOGIA NA REGIÃO DOS PARQUES DA FONTE GRANDE E PEDRA DOS OLHOS, VITÓRIA, ESPÍRITO SANTO

2. Rochas Hipoabissais

a) Diabásio

O diabásio claramente resiste menos ao intemperismo quando comparado aos demais litotipos da área mapeada. Dessa forma, entende-se que esse deve ser o principal motivo pelo qual é encontrado apenas em blocos rolados e de pequenas dimensões (centimétricos) (Figuras 16 e 17), de onde foram medidos os azimutes de alinhamento dos blocos com o objetivo de inferir as direções dos possíveis diques em que se encontravam essas rochas.



Figura 16 e Figura 17. Blocos centimétricos de basalto/diabásio com textura amigdaloidal.

Quanto às descrições de campo, tratam-se de rochas máficas, com estrutura maciça, equigranulares, com textura fanerítica muito fina a fina, por vezes amigdaloidal. Sua mineralogia é aparentemente marcada por plagioclásio, piroxênio, entre outros máficos indiscrimináveis a olho nu em função da granulação muito fina (Figura 18).



Figura 18. Bloco de diabásio visto em detalhe com mineralogia balizada por “ripas” de plagioclásio, piroxênio e outros minerais máficos.

O relevo das adjacências da região estudada apresenta-se bastante acidentado e com significativa variedade de tipos geomorfológicos (áreas mais elevadas, de encosta, entre outras, por exemplo).

Por meio de interpretações de imagens foi possível observar, de modo geral, a disposição do maciço de Vitória com direção NE (paralelo ao lineamento Guaçuí). Essa direção é análoga às poucas drenagens existentes na fração sudoeste da área considerada. Ainda foi ponderado, separadamente, o corpo rochoso da Pedra dos Olhos notando sua direção truncando a anterior, isto é, voltada para NW (paralelo ao lineamento Vitória-Colatina-Ecoporanga). Da mesma forma, os poucos córregos presentes na porção norte da área de estudo são concordantes com diversas fraturas apresentando azimutes entorno de 340°.

Somando-se tais interpretações às observações feitas em campo, na área avaliada foram mapeados quatro domínios geomorfológicos principais, entre eles ganham destaque: topos rochosos, encostas rochosas ou vegetadas, campos de blocos ou depósitos de talus e baixadas. Suas características individuais são abordadas a seguir:

1. Topo Rochoso

Os principais topos rochosos mapeados nos maciços estudados são, em geral, compostos por granito porfirítico, mas apresentam algumas áreas compostas por granito de fácies homogênea. Pertencem ao Morro do Macaco (norte da área de pesquisa) e à Pedra dos Olhos (porção central). Esta apresenta uma morfologia, de modo geral, tabular verticalizada, é orientada seguindo a mesma direção de algumas fraturas, fenocristais e xenólitos presentes no domínio litológico do granito porfirítico, bem como acontece com algumas drenagens ali existentes que estão dispostas na direção NW (Figura 19).

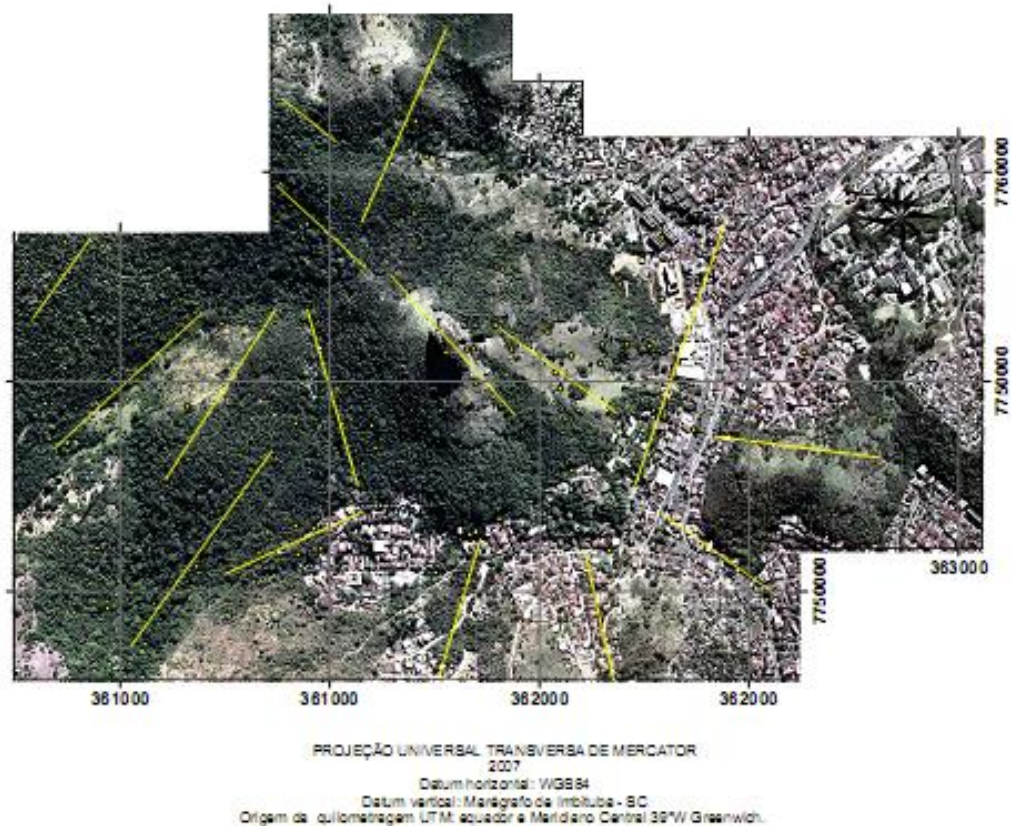


Figura 19. Em amarelo os lineamentos principais (direções NE e NW) da área entre os Parques da Fonte Grande e Pedra dos Olhos.

ASPECTOS GEOLÓGICOS CONDICIONANTES DA GEOMORFOLOGIA NA REGIÃO DOS PARQUES DA FONTE GRANDE E PEDRA DOS OLHOS, VITÓRIA, ESPÍRITO SANTO

2. Encostas Rochosas ou Vegetadas

As encostas rochosas ou vegetadas observadas no presente trabalho cobrem a maior parte da área mapeada. São ainda caracterizadas por declividades, por vezes, acentuadas e, assim como as feições de topo rochoso, estão inseridas, de maneira geral, no domínio do granito porfirítico (Figuras 20 e 21). Também ocorrem em locais de espessos pacotes de solo onde o domínio litológico é ditado pelo granito de fácies homogênea.



Figura 20. Vista ampla da Pedra dos Olhos. Em destaque sua encosta.

Figura 21. Pedra dos Olhos vista em detalhe na base de sua.

Analisando em detalhe o domínio dos granitos porfiríticos, nota-se que o mesmo confere ao relevo uma rugosidade considerável justificada pelas protuberâncias causadas pelos fenocristais de K-feldspato e, ainda se observa a presença de sulcos e cavidades (Figura 22).



Fig. 22

Figura 1. Presença de sulcos e cavidades erosionais localizados na mesma porção da Pedra dos Olhos (conforme quadrado vermelho da Figura 20).

3. Campos de Blocos ou Depósitos de Talus

Em geral os campos de blocos, também chamados depósitos de talus, são encontrados nas áreas periféricas do maciço da Pedra dos Olhos (principalmente na face oposta à dos orifícios). Ainda se pronunciam no maciço da Fonte Grande e arredor, onde a declividade é atenuada pelo contado com as feições de baixada (Figura 23).

Foi possível observar, ainda, que as feições geomorfológicas em questão são sustentadas na base pelo domínio litológico do granito de fácies homogênea que, vistos no detalhe, atribuem relativa suavidade no relevo pela sua isotropia textural (Figura 24).



Fig. 23



Fig. 24

Figura 22. Proximidade entre áreas mais baixas e campos de blocos ou depósitos de talus.

Figura 23. Granito de Fácies Homogênea evidenciando sua superfície relativamente lisa.

ASPECTOS GEOLÓGICOS CONDICIONANTES DA GEOMORFOLOGIA NA REGIÃO DOS PARQUES DA FONTE GRANDE E PEDRA DOS OLHOS, VITÓRIA, ESPÍRITO SANTO

4. Baixadas

As baixadas estão restritas às áreas onde se encontra maior parte da zona urbanizada e, de forma genérica, estão vinculadas ao domínio dos granitos de fácies homogêneas, contudo, muitas vezes, observa-se a interdigitação desse domínio com aquele pertencente ao granito porfirítico (Figura 25). As feições planas relacionadas a esse domínio geomorfológico possivelmente, apesar de não mapeado em campo, apresentam-se relacionadas atreladas a depósitos litorâneos, lagunares, fluviais e aterros.



Fig. 25

Figura 25. Área urbanizada situada nas principalmente nas baixadas da região.

Os mapas resultantes de todas as interpretações estão colocados nas figuras 25, 26 e 27, conforme seguem abaixo:

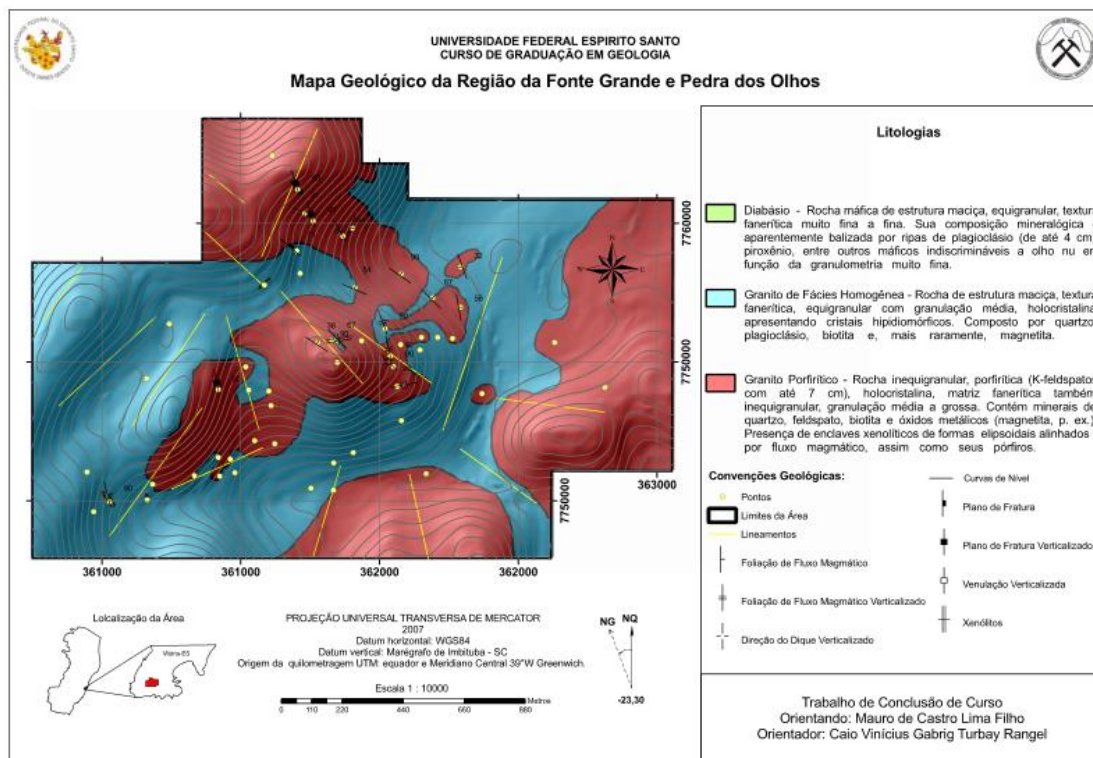


Figura 25. Mapa Geológico da área de estudo.

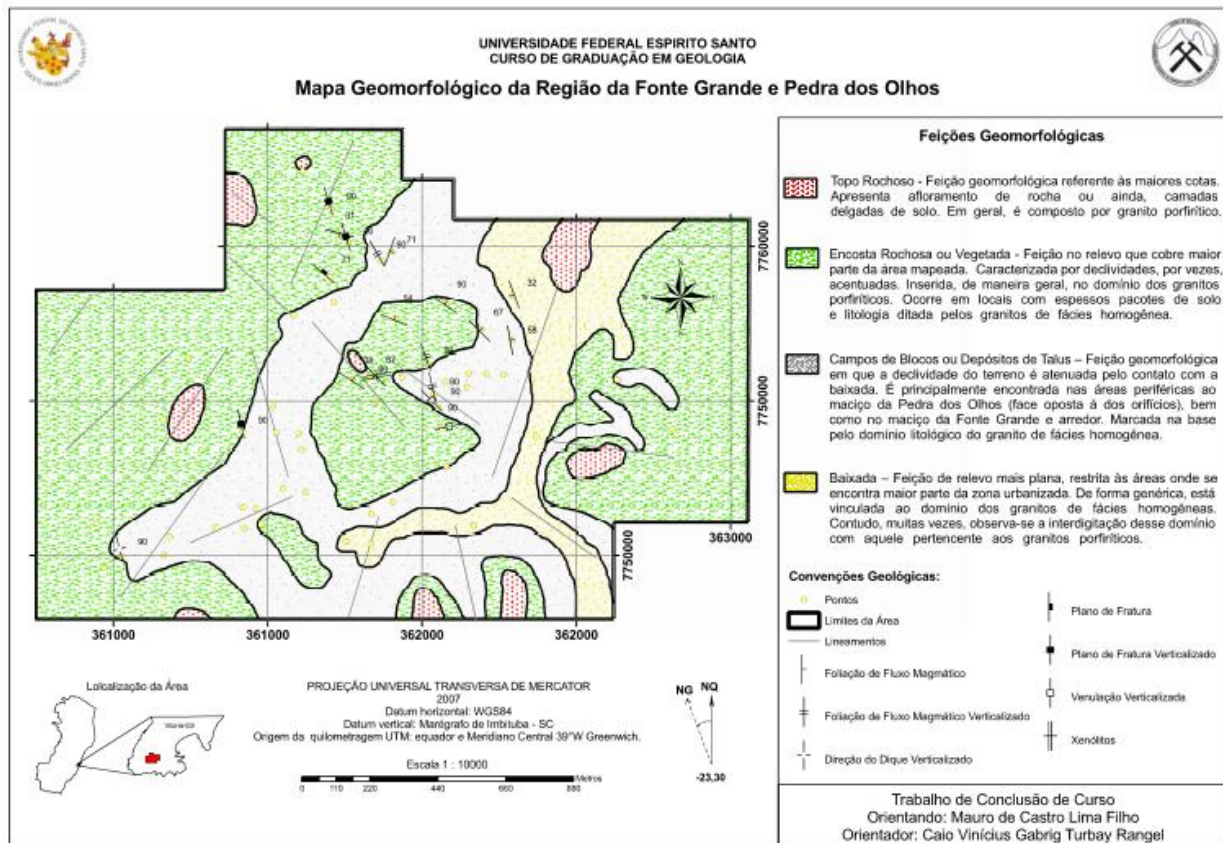


Figura 26. Mapa Geomorfológico da área de estudo.

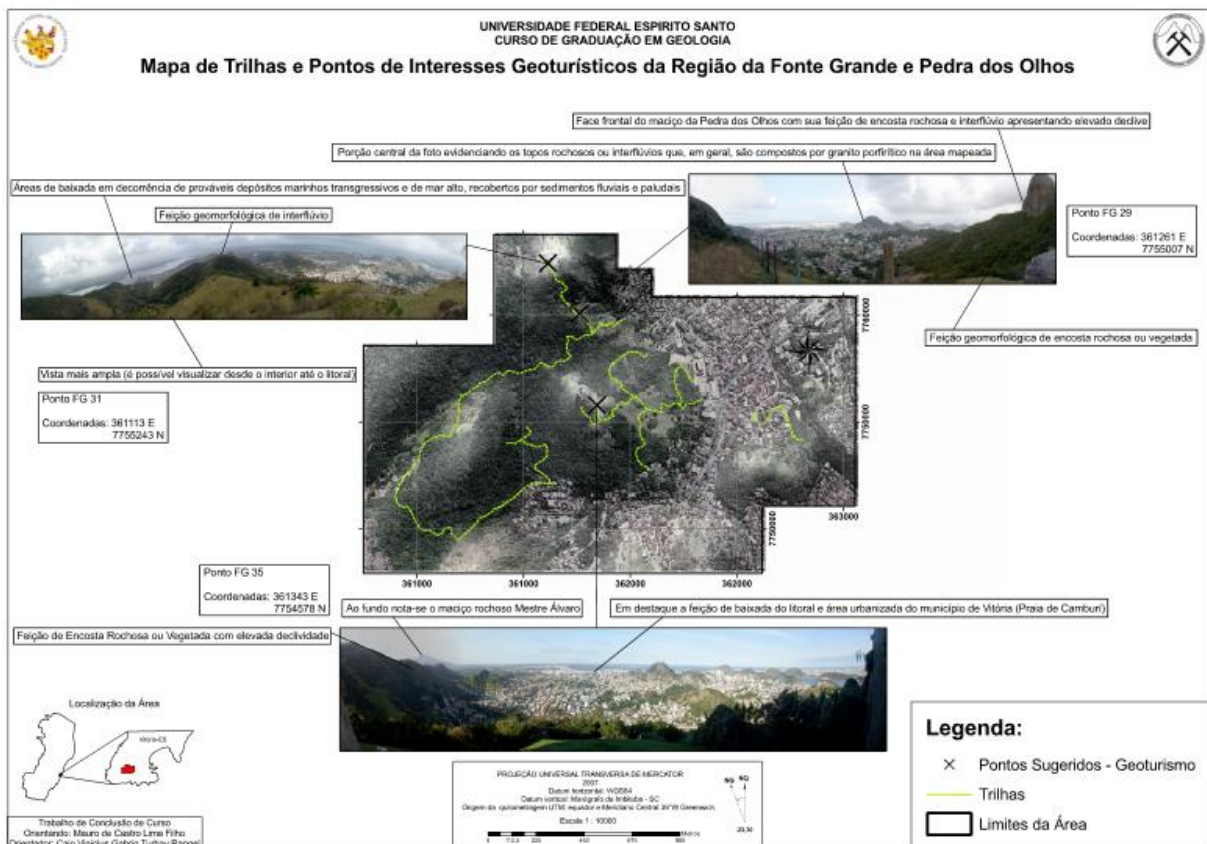


Figura 26. Mapa de trilhas e pontos explicação das feições geológicas e geomorfológicas da área de estudo.

ASPECTOS GEOLÓGICOS CONDICIONANTES DA GEOMORFOLOGIA NA REGIÃO DOS PARQUES DA FONTE GRANDE E PEDRA DOS OLHOS, VITÓRIA, ESPÍRITO SANTO

CONCLUSÃO

Foi possível concluir através dos mapas gerados que na região dos Parques a evolução litológica e estrutural, em partes, é semelhante à de outros maciços granitóides do sul do estado, em que o batólito sofre nítido fraturamento de alívio durante seu processo de resfriamento. Segundo Wiedemann-Leonardos et al. (2000), tais fraturamentos estão relacionados ao diaclasamento ortogonal resultante dos esforços regionais sofridos e levaram à formação de grandes lajes soltas e corpos menores em vários pontões rochosos remanescentes. Sendo assim, os fatores que determinam o relevo regional são litoestruturais.

Contudo, o formato tabular do maciço da Pedra dos Olhos, possivelmente, está relacionado a um regime rúptil que pode condicionar falhas e fraturas ligadas ao lineamento Vitória-Colatina-Ecoporanga. Paralelamente existem drenagens que seguem esses planos de fraturas principais, tais como os que ditam o eixo de maior comprimento da Pedra dos Olhos e encontra-se alinhado com o lineamento em questão que apresenta direção NW-SE, isto é, sua disposição no espaço é dominada preferencialmente por controle estrutural.

No que diz respeito às diferenças no relevo, notou-se de maneira geral, através dos mapas (geológico e geomorfológico) gerados, que as áreas mais elevadas são balizadas pelo domínio litológico dos granitos porfiríticos e aquelas mais baixas correspondem ao domínio litológico dos granitos de fácies homogênea. Diante de tais fatos, infere-se que o relevo é regido principalmente por controle litológico.

Por meio das observações feitas em campo e literaturas consultadas foi possível sugerir uma relação dos orifícios, que designam a Pedra dos Olhos, com suas plausíveis causas. Estariam atreladas a possível presença de xenólitos de maior erodibilidade, que deram lugar as atuais cavidades em questão. Vale ressaltar que o acesso às cavidades é significativamente dificultado pela elevada declividade do maciço, assim como a falta de técnicas e equipamentos necessários para tal.

A diversidade geomorfológica da área pode ser mais bem ilustrada pelas fotos panorâmicas tiradas nos pontos marcados para a explicação acerca do relevo de Vitória (conforme figura 26). Esses pontos apresentam vista ampla para diversas partes da Grande Vitória o que favorece a educação e interpretação geoambiental, bem como corrobora com a criação de um parque com bases que atendam às demandas necessárias, conforme proposto por Ternovoe (2006). Dessa forma, tem-se a intenção de, junto aos órgãos competentes, colaborar, mesmo que de maneira indireta, com a criação de pontos geoturísticos que apresentem infra-estrutura necessária para viabilizar a divulgação das geociências e afins.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alkmim, F.F., Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Cruz, S.C.P. 2007. **Sobre a Evolução Tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental**. Geonomos, 15: neste número.

Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Neves, B.B.B.; Fuck, R.A. 1977. **Províncias estruturais brasileiras**. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 8, Campina Grande, 1977. Atlas...Campina Grande, SBG, p. 363-391.

Arai, M. **A Grande Elevação Eustática do Mioceno e Sua Influência na Origem do Grupo Barreiras**. Revista do Instituto de Geociências – USP. Geol. USP Sér. Cient., São Paulo, v. 6, n. 2, p. 1-6, outubro 2006.

Bigarella, J. J., Becker, R. D., Santos, G. F., Passos, E., Suguiú, Kenitiro. **Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais**. Vol. I – Fundamentos Geológico-

geográficos, Alteração Química e Física das Rochas. Relevo Cárstico e Dômico. Editora da UFSC. Florianópolis – SC – Brasil. 1ª Edição, 1994.

Bizzi, L.A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti R.M.; Gonçalves, J.H. (Eds.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**. Brasília: CPRM/Serviço Geológico do Brasil, 2003.

Branson, E. B. e Tarr, W. A., 1959 – **Elementos de Geologia**. Madrid: A. Guilar. 653 p.
Campos-Neto M.C. e Figueiredo, M.C.H. 1995. **The Rio Doce orogeny, southeastern Brazil. Journal of South American Earth Sciences**, 8(2):143-162.

Cassetti, V. **Geomorfologia**. [S.l.]: [2005]. Disponível em: <<http://www.funape.org.br/geomorfologia/>>. Acesso em: 19 de novembro de 2011.

Castañeda, C.; Gradim, D. T.; Dias, P. H. A.; Pedrosa-Soares, A. C. **Mapa Geológico, Folha ECOPORANGA - SE.24-Y-A-III**; Escala 1:100.000. UFMG/CPRM – 2007.

Domínios Morfoclimáticos. Disponível em: <<http://blog.educacaoadventista.org.br/professorthiago/index.php?op=post&idpost=2>>. Acesso em: 10 de novembro de 2011.

Figueiredo, M.C.H. and Campos Neto, M.C., 1995. **The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil**. Journal of South American Earth Sciences. Vol. 8. No. 2. pp. 143-162, 1995

Glossário Geológico Ilustrado. Disponível em: <<http://vsites.unb.br/ig/glossario/index.html>>. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

Hiruma, S.T.; Teixeira, A.L. 2011. **Pedra do Baú, São Bento do Sapucaí, SP - Imponente paisagem e registro de eventos tectônicos e denudacionais pós-ruptura continental**. In: Winge, M.; Schobbenhaus, C.; Souza, C.R.G.; Fernandes, A.C.S.;

Berbert-Born, M.; Sallun filho, W.; Queiroz, E.T.; (Edit.) **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**. Publicado na Internet em 30/06/2011 no endereço <http://sigep.cprm.gov.br/sitio055/s>.

IJSN - **Modelo Digital de Terreno de Vitória**. Disponível em: <http://www.ijsn.es.gov.br/mapas/municipios/mapa.php?imagem=imagens/MAX_20100428091800_VITORIA_MDE.png&gid=769>. Acesso em: 18 de novembro de 2011.

Lani, J. L. **Atlas dos Ecossistemas do Espírito Santo**. [Vitória, ES] : Viçosa, MG : UFV, 2008.

Limites dos Bairros de Vitória. Disponível em: <http://geoweb.vitoria.es.gov.br/Repositorio/BasePDF/Politicos-Limite_de_Bairros.pdf>. Acesso em: 18 de novembro 2011.

Lopes, L. C. F. L.; Silva, R. C.; Cerqueira, F. C.; Smarzaró, B. N.; Pereira, R. Z. L.; Silva, M. F.; Silva, F. V.; Filho, A. F. D.;
Levi, Silva, M. N.; Cecco, V. R. **Mapeamento Geológico da porção SW do Lineamento Guaçuí**, 2010 Congresso Brasileiro de Geologia.

ASPECTOS GEOLÓGICOS CONDICIONANTES DA GEOMORFOLOGIA NA REGIÃO DOS PARQUES DA FONTE GRANDE E PEDRA DOS OLHOS, VITÓRIA, ESPÍRITO SANTO

Mantesso Neto, V.; Bartorelli, A.; Carnerio, C.D.R.; Brito-Neves, B.B.de. orgs. 2004. **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Ed. Beca. 673p. itio055.pdf.

Meneses, P. R.; Paradella W. R. **Síntese Geológica Preliminar da Parte Sul do Estado do Espírito Santo**. Instituto de Pesquisas Espaciais. Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico. São José dos Campos – SP – Brasil, 1978.

Motoki, A.; Novais, L. C. C.; Sichel, S. E.; Neves, M. T.; Aires, J. R. **Rocha Piroclástica Félsica Originada de Erupção Subaquática na Bacia Sedimentar do Espírito Santo: Uma associação com o modelo tectono-sedimentar**. São Paulo, UNESP, Geociências, v. 26, n. 2, p. 151 – 160, 2007.

Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Piuzeana, D., Armstrong, R., Laux, J.H., Campos, C.M., Medeiros, S.R. 2004. **Ages of sedimentation of the kinzigitic complex and of a late orogenic thermal episode in the Araçuaí orogen, Northern Espírito Santo State, Brazil: Zircon and monazite U-Pb SHRIMP and ID-TIMS data**. Revista Brasileira de Geociências, 3:587-592.

Pedrosa-Soares, A. C., Wiedemann-Leonardos, A. C. 2000. **Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil**. In: U.G. Cordani, E.J Milani, A.Thomaz Filho, D.A. Campos (eds). Tectonic evolution of South America. Rio de Janeiro, 265-285.

Pedrosa-Soares, A.C., Castañeda, C., Queiroga, G.N., Gradim. C.T., Roncato, J.G., Novo, T.A., Belém, J., Dias, P., Jacobsohn, T., Babinski, M., Vieira, V.S. 2006. **Magmatismo e Tectônica do Orógeno Araçuaí no Extremo Leste de Minas e Norte do Espírito Santo (18°-19°S, 41°-40°30'W)**. GEONOMOS (2006) 14(1, 2): 97 – 111.

Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Alkmim, F.F., Silva, L.C., Cordani, U.G., Castañeda, C., Babinski, M. **Orógeno Araçuaí: Síntese do Conhecimento 30 Anos Após Almeida 1977**. Geonomos 15(1): 1 - 16, 2007.

Pedrosa-Soares, A.C., Wiedemann, C., Fernandes, M.L.S., Faria, L.F., Ferreira, J. C. H. **Geotectonic Significance of the Neoproterozoic Granitic Magmatism in the Araçuaí Belt, Eastern Brazil: a Model and Pertinent Questions**. Revista Brasileira de Geociências 29(1): 59-66, março de 1999.

Silva, J. M. R.; Lima, M. I. C.; Veronese, V. F.; Ribeiro, R. N. J.; Rocha, R. M.; Siga, O. J. Geologia. In: BRASIL. DNPM. **Projeto RADAMBRASIL**. Folha SE. 24 - Rio Doce. Rio de Janeiro, 1987. 544 p. (Levantamento de Recursos Naturais, 34).

Silva, L.C., Pinto, C.P., Gomes, A.C.B; Paes, V. 2007. Geocronologia U-Pb (LA-ICP-MS) e a cronoestratigrafia granítica no segmento NE do Orógeno Araçuaí, MG. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 10, Diamantina. SBG-MG.

Siqueira, E. S. Secretaria Municipal de Meio Ambiente / Instituto de Defesa Agropecuária e Florestal / Cepemar – Engenharia, Meio Ambiente e Energia – Vitória, ES. **Plano de Manejo: Parque Estadual da Fonte Grande / SEAG-IDAF; SEMMAM; CEPEMAR**, 1996.

Ternovoe, M. I.; **Parque Natural Municipal da Pedra dos Olhos**. Monografia – Departamento de Arquitetura e Urbanismo da UNIVIX – Centro de Ensino Superior. Vitória – ES, 2006.

Vilas Boas, Geraldo S.; Sampaio, Flávio J. and Pereira, Antonio M. S. **The Barreiras Group in the Northeastern coast of the State of Bahia, Brazil: depositional mechanisms and processes**. An. Acad. Bras. Ciênc. [online]. 2001, vol.73, n.3, pp. 417-427.

Wiedemann-Leonardos, C.M., Ludka, I.P., Medeiros, S.R., Mendes, J.C. & Moura, J.C. 2000. **Arquitetura de plútons zonados da Faixa Araçuaí-Ribeira**. Geonomos, 8: 25-38.

Whittow, J. – 1984 – **Dictionary of physical geography**. 1. Ed. Harmondsworth, Middlesex, England: Penguin Books Ltd. 591 p.

Capítulo 2

COMPARAÇÃO PETROGRÁFICA E DE CAMPO DOS GRANITÓIDES DA SUÍTE GALILÉIA (FAIXA ARAÇUAÍ) NA REGIÃO DE GALILÉIA (MG) E DO COMPLEXO SERRA DA BOLÍVIA (FAIXA RIBEIRA) NA REGIÃO LIMÍTROFE DOS ESTADOS DO RJ E ES.

*Raiane Soares De Macedo¹, Rodson de Abreu Marques², Rickson Moraes Bicalho Campos¹,
Fernanda Setta Duarte³, Tamires Costa Velasco¹, Edgar Batista de Medeiros Júnior⁴*

RESUMO. O presente trabalho propõe uma comparação petrográfica entre os litotipos do Complexo Serra da Bolívia (na região limítrofe entre os estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo), localizado no Terreno Oriental da Faixa Ribeira e a Suíte Galiléia (Galileia – MG), localizada no Domínio Interno da Faixa Araçuaí. A comparação entre os litotipos das duas unidades é de grande relevância para a definição do limite ainda incerto que as separa, devido à falta de distinções litológicas e estruturais. A caracterização petrográfica das rochas e a posterior comparação dos dados, contribuem para definir as semelhanças e diferenças entre as faixas. Com base nessas análises, os litotipos do Complexo Serra da Bolívia foram divididos em quatro grupos: 1) leucognaisse e gnaiss máfico; 2) migmatito; 3) gnaiss fino e 4) charnockito. Estas rochas são ortoderivadas metamorfasadas em fácies granulito e apresentam composições graníticas com ortopiroxênio (charnockito, opdalito, jotunito, enderbitto e hipertênio diorito) e ausentes de ortopiroxênio (sieno granito, quartzo sienito e quartzo diorito). Estas rochas são aparentemente ígneas de estrutura foliada com enclaves máficos lenticulares orientados, e restritamente, ocorre termos migmatíticos. As rochas do Complexo Serra da Bolívia (CSB) são muito diversificadas estrutural e composicionalmente, ao contrário da Suíte Galiléia (SG) que não possui grandes variações. As análises microestruturais/texturais mostram o alto grau de metamorfismo e deformação que das rochas do CSB sofreram, alcançando a fácies granulito. É comum encontrar sinais de deformação, como minerais com extinção ondulante, plagioclásio com maclas evanescentes, biotitas dobradas, recristalização com redução dos tamanhos dos grãos e exsolução do tipo antipertita. Enquanto que as da SG estão ausentes destes sinais de deformação.

PALAVRAS-CHAVE. Petrografia, Suíte Galieia, Complexo Serra da Bolívia

¹Departamento de Geologia – Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte – MG – Brasil

²Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (CCENS-UFES) – Alegre, ES, Brasil

³ Faculdade de Geologia – Universidade do Estado do Rio de Janeiro – Rio de Janeiro – RJ, Brasil

⁴Departamento de Geologia da Escola de Minas – Universidade Federal de Ouro Preto – Ouro Preto, MG - Brasil

COMPARAÇÃO PETROGRÁFICA E DE CAMPO DOS GRANITÓIDES DA SUÍTE GALILÉIA (FAIXA ARAÇUAÍ) NA REGIÃO DE GALILÉIA (MG) E DO COMPLEXO SERRA DA BOLÍVIA (FAIXA RIBEIRA) NA REGIÃO LÍMITROFE DOS ESTADOS DO RJ E ES.

INTRODUÇÃO

Os limites das Faixas Araçuaí e Ribeira estão sob constantes questionamentos, devido à ausência de estruturas que definam diferentes evoluções tectônicas e a semelhança entre suas unidades litológicas. Sendo assim, os limites meridional e oriental da Faixa Araçuaí e o setentrional da Faixa Ribeira permanecem indefinidos (TUPINAMBÁ et al., 2007). As semelhanças são visíveis comparando-se os granitóides pré-colisionais da Suíte Galiléia e do Complexo Serra da Bolívia. A Suíte Galiléia é constituída por tonalitos, tonalito-granodioritos e granitos, sendo comum a presença de enclaves microgranulares de quartzo monzodioríticos. Já o Complexo Serra da Bolívia é constituído de plútons gnaissificados de composição gabróica, diorítica, quartzo diorítica, tonalítica, monzodiorítica, quartzo-monzodiorítica e monzogranítica. As semelhanças com relação à composição litológica, geoquímica e as idades de cristalização muito aproximadas (Neoproterozóicas) entre a Suíte Galiléia (Orógeno Araçuaí) e o Complexo Serra da Bolívia (Faixa Ribeira); mostram a necessidade de correlacionar as unidades litológicas destas duas Faixas com trabalhos mais detalhados. O presente trabalho justifica-se pela dificuldade em definir os limites da Faixa Araçuaí e Ribeira e, onde começa e termina cada uma ou se fazem parte de um mesmo segmento orogênico pertencente à Província Mantiqueira. Este trabalho tem como objetivo geral a comparação entre os litotipos da Suíte Galiléia e os litotipos do Complexo Serra da Bolívia, que será feita através da análise petrológica.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

Os granitóides do Complexo Serra da Bolívia estudados neste trabalho inserem-se no sudeste do Brasil, a noroeste do estado do Rio de Janeiro e sul do Espírito Santo. Inclusos nos municípios cariocas de São José de Ubá, Italva, Itaperuna e Bom Jesus de Itabapoana e nos dois municípios capixabas, São José do Calçado e Bom Jesus do Norte (Figura 01). Todos os municípios estão próximos da divisa do estado do Espírito Santo com o Rio de Janeiro.

Os granitóides da Suíte Galiléia inserem-se na região sudeste do Brasil e na parte leste de Minas Gerais, no município de Galiléia que está a 286 km da capital do Espírito Santo, Vitória (Figura 01). Partindo da capital com destino à Galiléia, pela BR-101 no sentido oeste do estado capixaba, segue-se o percurso através da rodovia estadual ES-080 até a cidade Itarana (ES).

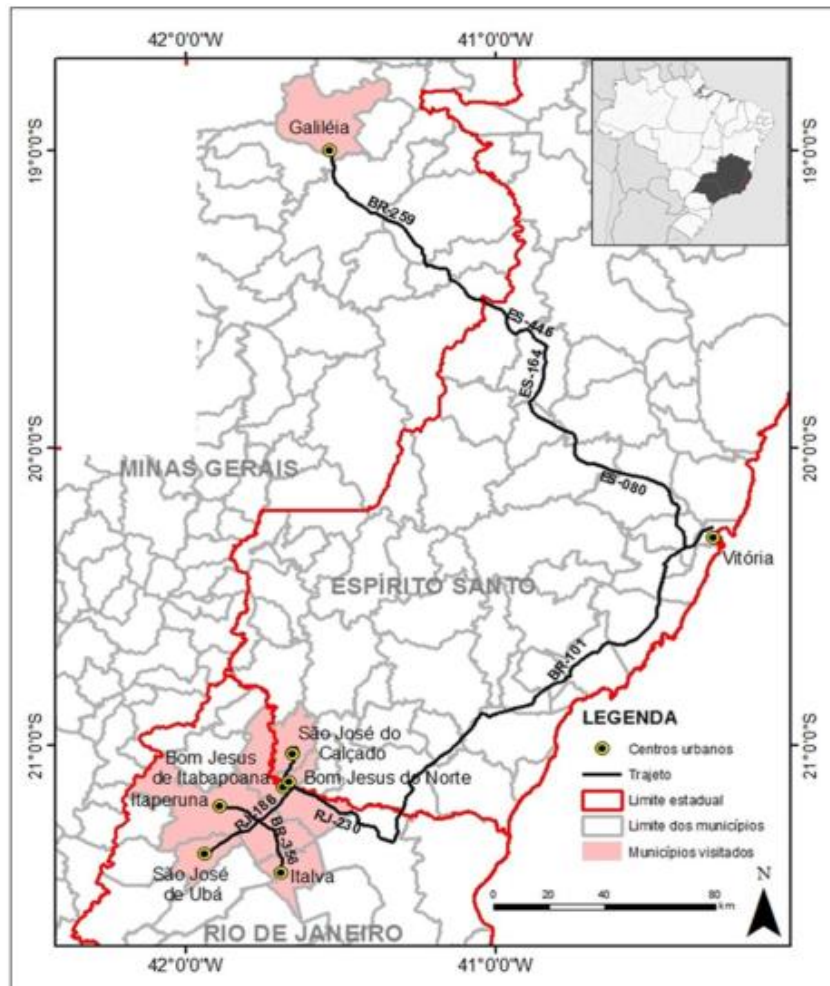


Figura 1. Mapa das vias de acesso e localização das áreas de estudo.

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA/GEOLOGIA REGIONAL

Complexo Serra Da Bolívia trata-se um complexo plutônico gnaissificado pré-colisional, ocorre na parte inferior do Domínio Cambuci. As rochas são ortognaisses de coloração cinza a esverdeada, granulação média a grossa, com textura inequigranular a porfirítica e possuem composição gabroica, diorítica, quartzo diorítica, tonalítica, monzogranítica, monzodiorítica e quartzo-monzodiorítica. Esses granitoides são de natureza cálcioalcalina, uns da série tonalito-trondjemito (baixo-k) e outros da série monzonítica (alto-k), e apresentam assinatura geoquímica de arcos magmáticos. Alguns gabronoritos do Serra da Bolívia apontam idades de cristalização U-Pb em zircão de 596 Ma (COSTA et al., 1978a, b; DUARTE et al., 2012; TUPINAMBÁ et al., 2007).

O Tonalito Galiléia é o que apresenta maior distribuição na região de Galiléia, ocorrendo como corpos intrusivos na forma de batólitos, stocks, soleiras e diques (Barbosa *et al.* 1964). Em termos petrográficos é um hornblenda-biotita tonalito a granito metaluminosos de coloração cinza clara, a granulação varia de média a grossa, apresentando foliação incipiente a bem marcada com algumas rochas isotrópicas, textura hipidiomórfica e granoblástica; são comuns a presença de enclaves microgranulares de composição diorítica e texturas nematoblásticas, e achatados na foliação e estirados segundo a lineação mineral (lineação $b=217/3$) (VIEIRA, 2007). A mineralogia do tonalito é composta essencialmente por quartzo, plagioclásio, microclina, biotita, hornblenda e granada, este último mineral tende a aumentar a medida que se aproxima do contato com o xisto São Tomé (VIEIRA, 2007).

COMPARAÇÃO PETROGRÁFICA E DE CAMPO DOS GRANITÓIDES DA SUÍTE GALILÉIA (FAIXA ARAÇUAÍ) NA REGIÃO DE GALILÉIA (MG) E DO COMPLEXO SERRA DA BOLÍVIA (FAIXA RIBEIRA) NA REGIÃO LIMÍTROFE DOS ESTADOS DO RJ E ES.

METODOLOGIA

A metodologia aplicada ao presente estudo ocorreu em três etapas: I) pré-campo e II) campo e III) pós-campo.

A etapa de pré-campo consistiu no levantamento bibliográfica através da análise sistemática de artigos, mapas geológicos e suas notas explicativas, dissertações e outros trabalhos publicados sobre o assunto com objetivo de entender o contexto geológico das duas unidades, o Complexo Serra da Bolívia e a Suíte Galiléia. Tal revisão resultou em um banco de dados composto por mapa geológico do Serra da Bolívia modificado da Folha SF.24-V-C-I de Itaperuna da CPRM (2009) e extraído de Duarte (2012) na escala de 1:100.000 e mapa geológico da área da Suíte Galiléia modificado do IGA (2003) em que uniu as cartas geológicas da Folha SE.23-Y-A-IV de Governador Valadares, Folha SE.24-YA-V de Itabirinha de Mantena, Folha SE.24-Y-C-I de Itanhomi e a Folha SE.24-Y-C-II de Conselheiro Pena, todas na escala de 1:100.000 e mapa topográfico com dados vetoriais de vias de acesso, hidrografia, hipsometria e áreas urbanas.

A etapa de campo resultou em 11 pontos visitados no Complexo Serra da Bolívia e 11 pontos na Suíte Galiléia. Em cada ponto foram feitas coletas de dados com o GPS Garmin ETREX LEGEND, uma análise sucinta da geomorfologia e petrologia em escala macro e coleta de amostras para análise microscópica (lâminas delgadas). Foram coletadas rochas sã com o menor grau de intemperismo possível, evitando retirar amostras da capa superficial de intemperismo do afloramento.

A etapa pós-campo consistiu na seleção de uma amostra de cada ponto para a confecção de lâmina delgada.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

COMPLEXO SERRA DA BOLÍVIA

O Complexo Serra da Bolívia possui uma variedade de litotipos com distintas fácies petrográficas. Como a área de estudo abrange quatro municípios, uma área total extensa, pôde-se coletar amostras dessa assembleia diversificada de rochas para a confecção de lâminas delgadas. Assim, dividiram-se as rochas do Complexo Serra da Bolívia em quatro grupos distintos: 1) leucognaisse e gnaiss máfico, 2) migmatito, 3) gnaiss fino e 4) charnockito. A nomeação destes grupos foi com base em dados macroscópicos.

As três amostras (04B*, 05C e 21A) do grupo do leucognaisse deram composições sienito granítica a charnockíticas. As três amostras (04A*, 05A* e 10C*) do grupo do gnaiss máfico deram composições enderbítica, jotunítica e opdalítica. As três amostras (18B, 24A* e 31A*) do grupo do migmatito deram composições quartzo álcali sienítica, opdalítica e enderbítica. O gnaiss fino deu no campo do hiperstênio diorito. E o último grupo (charnockito) deu composição hiperstêniodiorítico. Estas análises foram feitas de acordo com o diagrama QAP de classificação de rochas ígneas félsicas (Figura 02), segundo Streckeisen (1976).

LEUCOGNAISSE e GNAISSE MÁFICO

O leucognaisse, analisado ao microscópio petrográfico, é comum apresentar microestrutura inequigranular granoblástica (Figura 03A) de granulação fina a média (0,13 a 4,5mm), e secundariamente, ocorre microestrutura granolepidoblástica com foliação marcada

por biotita e agregados monominerálicos de quartzo (Figura 03B). Em geral, é frequente a presença de pórfiros de microclina, ortoclásio e plagioclásio de granulação grossa (5mm a 1,9cm) (Figura 03C,D). Outras texturas comuns são as de intercrescimento do tipo mirmequita com crescimento de quartzo vermicular nos grãos de k-feldspato, simplectita (crescimento de plagioclásio vermiforme no k-feldspato, ocorrendo o inverso também), simplectita de crescimento de quartzo vermiforme no plagioclásio (Figura 03E), texturas de exsolução tipo pertitas, e mais raramente, simplectita (crescimento de quartzo vermiforme em biotita) (Figura 03F) e textura núcleo-manto com grãos de microclina (Figura 03D). Os contatos entre os grãos normalmente são retilíneos, ocorrendo contatos poligonais com junções tríplices entre os cristais de feldspato e quartzo, e subordinadamente, serrilhados (Figura 03E).

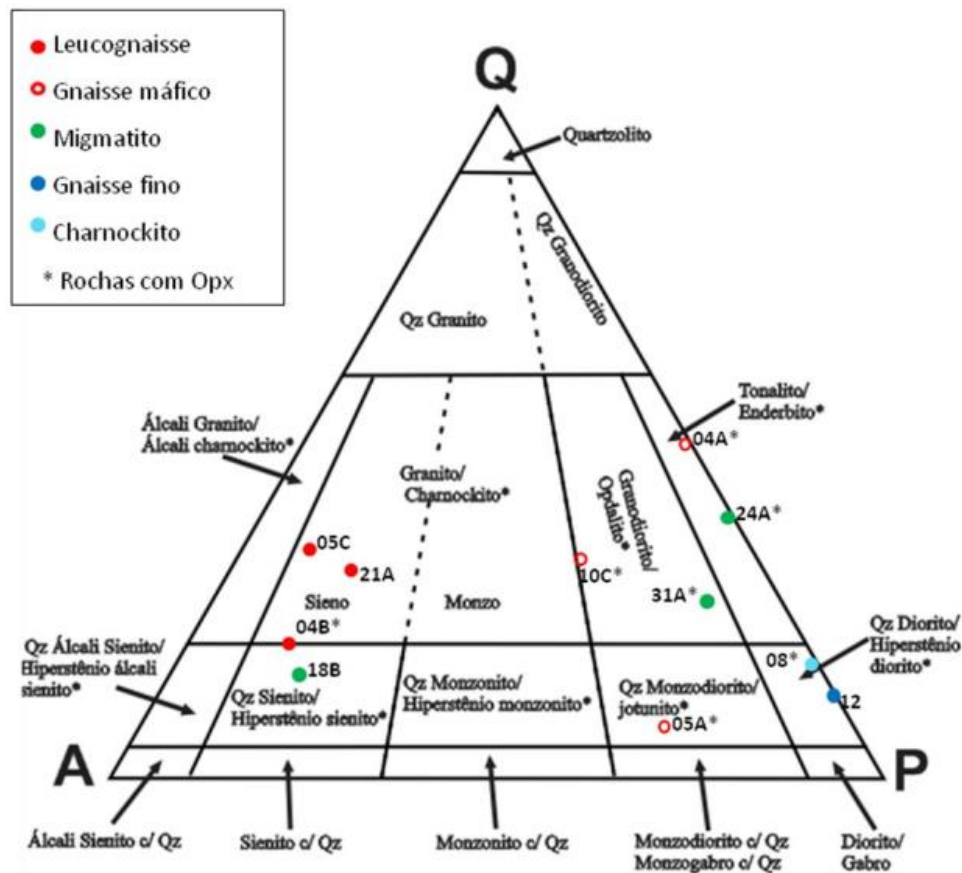


Figura 2. Diagrama QAP para as amostras do Complexo Serra da Bolívia, segundo Streckeisen (1976).

O gnaiss máfico, analisado ao microscópio petrográfico, é bastante heterogêneo em termos microestruturais. Normalmente, são foliados sendo inequigranulares granolepidoblásticos (Figura 04A) de granulação fina (0,25 a 0,75mm) chegando a formar bandamento metamórfico milimétrico. É comum a foliação ser marcada pelos minerais de biotita, quartzo alongado, plagioclásio e ortopiroxênio tabulares. Raramente, ocorre a textura inequigranular decussada (Figura 04B) com matriz de granulação fina (0,13 a 0,5mm) contendo pórfiros de plagioclásio de granulação média (3,5 a 5mm) (Figura 04C). Outras texturas comuns são as de intercrescimento do tipo simplectita com crescimento de ortoclásio vermiforme no plagioclásio, e texturas de exsolução do tipo pertitas e mais raramente, antipertitas (Figura 04D). Os contatos entre os grãos predominantes são os retilíneos,

COMPARAÇÃO PETROGRÁFICA E DE CAMPO DOS GRANITÓIDES DA SUÍTE GALILÉIA (FAIXA ARAÇUAÍ) NA REGIÃO DE GALILÉIA (MG) E DO COMPLEXO SERRA DA BOLÍVIA (FAIXA RIBEIRA) NA REGIÃO LIMÍTROFE DOS ESTADOS DO RJ E ES.

ocorrendo contatos poligonais com junções tríplices entre os cristais de feldspato (Figura 04C) e subordinadamente, serrilhados.

Em termos mineralógicos, as espécies minerais presentes nos dois litotipos são bastante semelhantes. A distinção está na maior quantidade de minerais máficos no gnaiss máfico, sendo comum a presença de ortopiroxênio varietal (em média 9%), tornando a rocha de composição charnockítica. Às vezes, ocorrem hornblenda e clorita. A biotita no leucognaiss é um mineral acessório, perfazendo em média 6% da rocha. Enquanto que no gnaiss máfico são comuns grãos de (18%) ortoclásio se triclinizando, nos leucognaisses, é comum a presença da (38%) microclina.

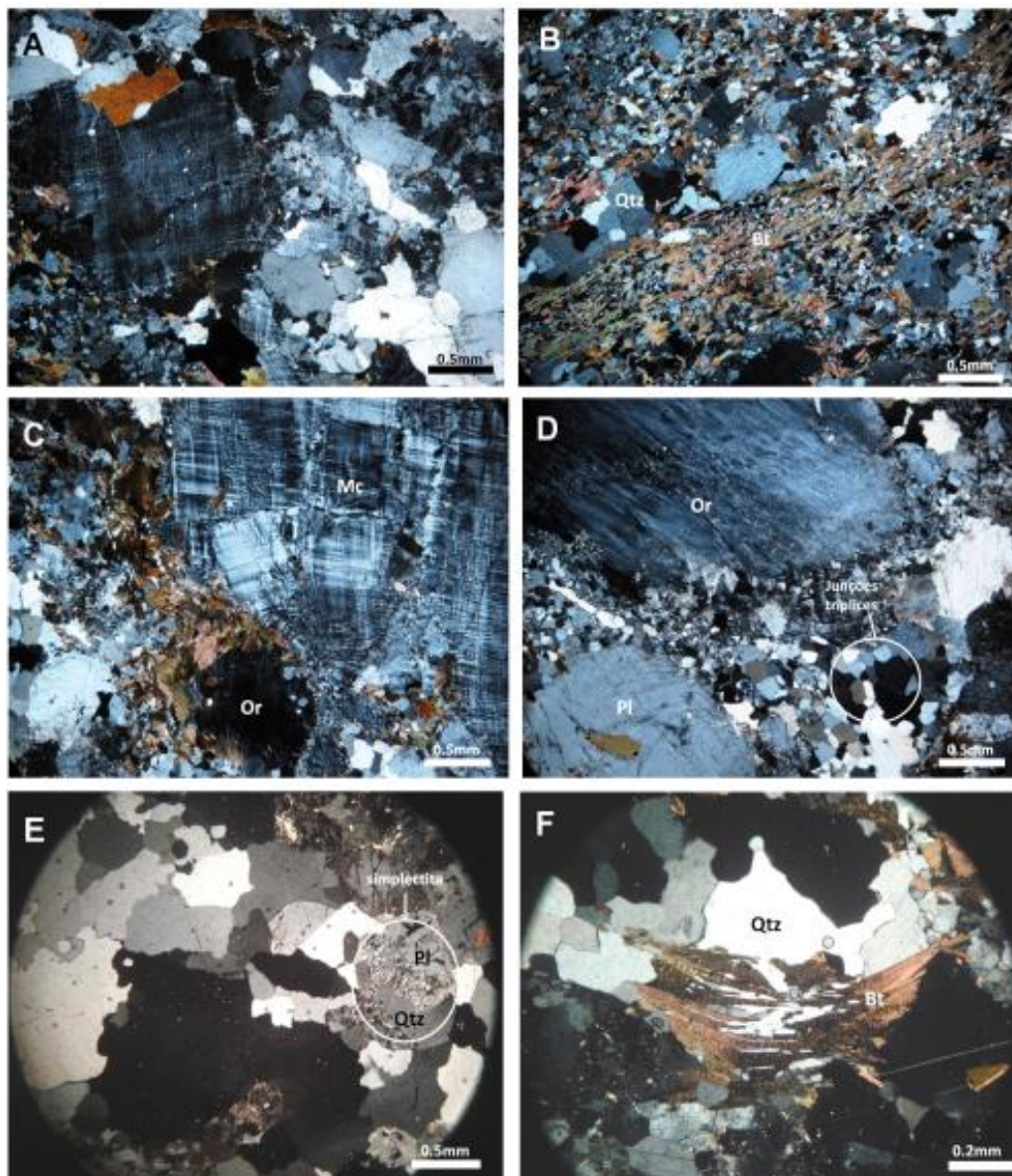


Figura 3. Fotomicrografias da lâmina delgada do leucognaiss mostrando: A) microestrutura inequigranular granoblástica; B) foliação marcada por biotita (Bt) e agregados monominerálicos de quartzo (Qtz); C) pórfiros de microclina (Mc) e ortoclásio (Or), e contatos poligonais com junções tríplices entre os cristais de quartzo; D) pórfiro de ortoclásio com textura núcleo-manto e pórfiro de plagioclásio (Pl); E) contatos serrilhados e simplectita de quartzo vermiciforme no plagioclásio; F) simplectita de quartzo vermiciforme em biotita.

Em geral, os dois litotipos contem 23% de plagioclásio, 22% de quartzo e k-feldspatos (microclina e/ou ortoclásio) como minerais essenciais, a biotita é essencial apenas nos gnaisses máficos. O ortopiroxênio é o mineral varietal dos gnaisses máficos, às vezes ocorre nos leucognaisses, mas em menores quantidades (<10%). A hornblenda (2,8%), os minerais opacos (1,4%), a apatita (0,3%), o zircão (0,2%), o epidoto (0,1%) e a titanita (0,05%) são os minerais acessórios. A clorita está presente como mineral secundário, perfazendo 0,5% da rocha.

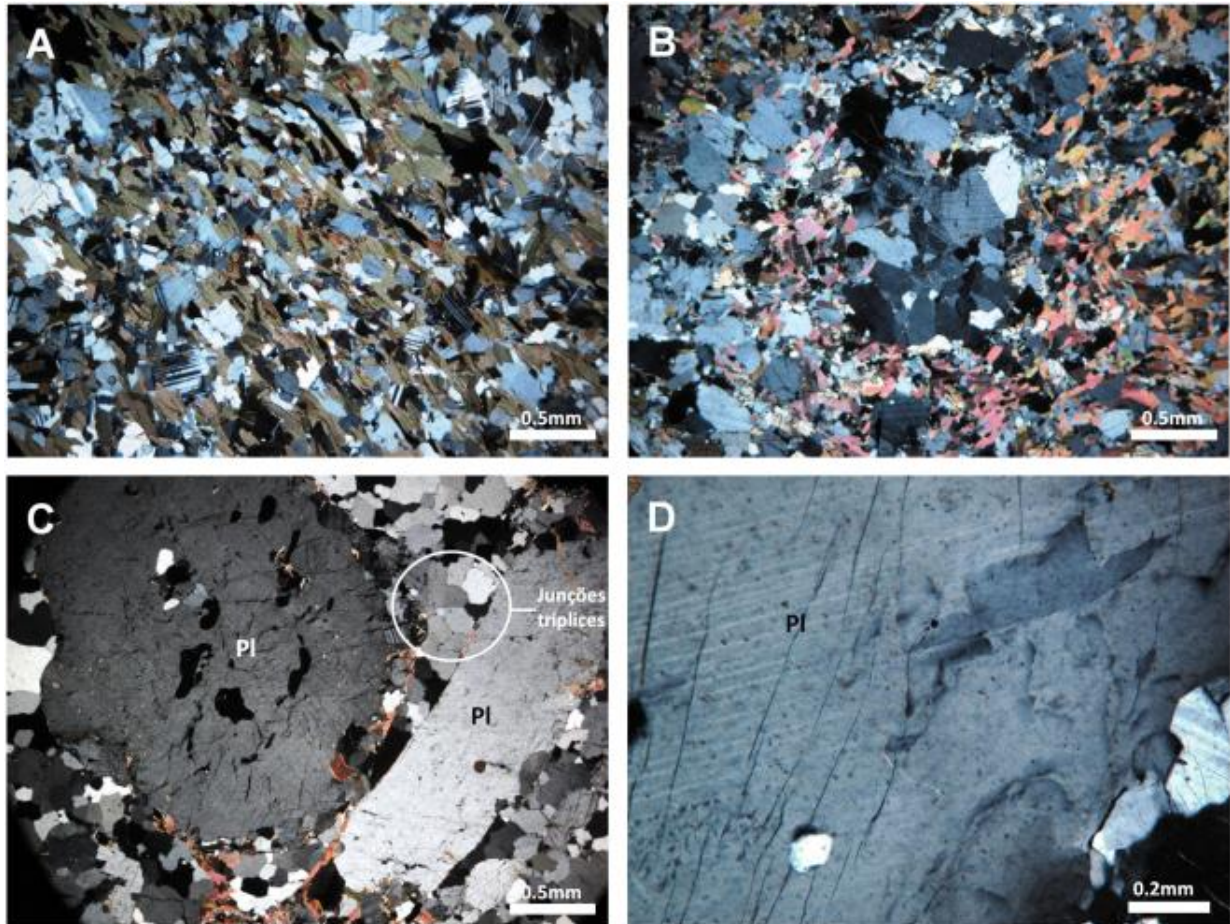


Figura 4 Fotomicrografias da lâmina delgada do gnaiss máfico mostrando: A) microestrutura inequigranular granolepidoblástica de granulação fina; B) textura inequigranular decussada; C) pórfiros de plagioclásio (Pl) e matriz com contatos retos contendo j contendo junções triplícies; D) textura de exsolução do tipo antipertita no plagioclásio

MIGMATITO

As rochas deste grupo tornam-se mais frequentes quando se aproxima do norte da área, indo para o estado do Espírito Santo. As encostas de morros constituem seus principais tipos de afloramentos. Os litotipos são migmatizados contendo Veios pegmatóides de espessuras centimétricas e estrutura migmatítica do tipo flebítica (Figura 05A, B), deformados formando dobras apertadas a fechadas e são comuns enclaves centimétricos de rochas metabásicas.

COMPARAÇÃO PETROGRÁFICA E DE CAMPO DOS GRANITÓIDES DA SUÍTE GALILÉIA (FAIXA ARAÇUAÍ) NA REGIÃO DE GALILÉIA (MG) E DO COMPLEXO SERRA DA BOLÍVIA (FAIXA RIBEIRA) NA REGIÃO LIMÍTROFE DOS ESTADOS DO RJ E ES.



Figura 5. A) Foto em detalhe do afloramento, mostrando a estrutura migmatítica. B) Veios pegmatóides de espessuras centimétricas e estrutura migmatítica flebítica deste litotipo.

A análise ao microscópio petrográfico, caracteriza estas rochas como a maioria sendo foliadas. A foliação é definida pela biotita, hornblenda, ribbons de quartzo (Figura 06B) ou quartzo com hábito alongado. Desta forma, é comum a microestrutura inequigranular granolepidoblástica, subordinadamente, nematoblástica (Figura 06A). Ocorrem outros tipos de microestruturas como as de intercrescimento do tipo mimerquita, simplectita com crescimento de k-feldspato vermiciforme no plagioclásio (Figura 06 D), microestrutura de exsolução do tipo pertita e poiquiloblástica sendo numerosas inclusões de minerais opacos dentro do clinopiroxênio. A granulação varia de média a grossa. Os contatos predominantes são os retilíneos, ocorrendo contatos poligonais (Figura 06C) com junções tríplices tanto entre cristais de quartzo quanto entre os de feldspato e subordinadamente, contatos interlobados

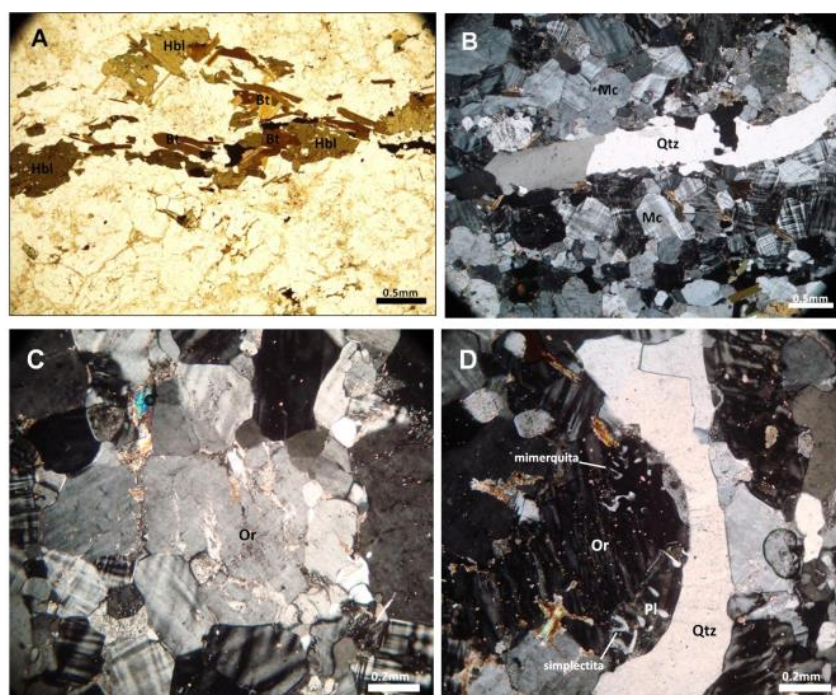


Figura 06. Fotomicrografias da lâmina delgada do migmatito mostrando: A) microestrutura inequigranular nematoblástica; B) ribbon de quartzo (Qtz) e contatos poligonais entre os grãos

de microclina (Mc); C) microestrutura de exsolução do tipo pertita no o ortoclásio (Or); D) simplectita de ortoclásio vermiforme no plagioclásio (Pl) e mimerquita.

A mineralogia essencial é caracterizada pela presença de 32% de plagioclásio, 19% de quartzo, k-feldspatos (microclina e/ou 15% de ortoclásio) e às vezes, a hornblenda (12%) ocorre como mineral essencial (Figura 19A). A microclina ocorre apenas na amostra BJ-RM-18B com quantidade de 17,5%. Normalmente, a biotita é considerada como mineral acessório, com quantidades em torno de 8%. O ortopiroxênio quando está presente (0,5%) é um mineral varietal. Os minerais opacos (3%), o clinopiroxênio (3%), a titanita (1,4%), epidoto (allanita (0,5%) ocorre em todas as rochas, a zoisita e/ou clinozoisita (0,2%) está presente em uma amostra) e a apatita (0,2%) são os minerais acessórios que ocorrem nas rochas deste grupo.

GNAISSE FINO

Há um afloramento tipo lajedo no pasto (Figura 07) que é o único representante das rochas deste grupo. Localiza-se entre os municípios de Bom Jesus do Norte e Piacá. O litotipo de cor cinza possui como característica distintiva a granulação fina e contém um bandamento milimétrico dando ao afloramento uma aparência de homogêneo (Figura 08).

A análise ao microscópio petrográfico, caracteriza estas rochas como sendo levemente foliadas (Figura 09A). A foliação é definida pela biotita e plagioclásio tabular, e também por poucos grãos de clinopiroxênio prismático. Desta forma, é comum a microestrutura inequigranular granolepidoblástica, subordinadamente, nematoblástica. Há pórfiros de plagioclásio (Figura 09B). A granulação da matriz é fina (0,25mm) e os pórfiros possuem granulação média (1mm a 2,5mm). Raramente, ocorre microestrutura poiquiloblástica de consideráveis inclusões de minerais opacos em clinopiroxênio (Figura 09D). Os contatos predominantes são os retilíneos, ocorrendo muitos contatos poligonais com junções tríplices tanto entre cristais de quartzo quanto entre os de plagioclásio (Figura 09C).



Figura 07. Foto do afloramento tipo lajedo do gnaiss fino.

COMPARAÇÃO PETROGRÁFICA E DE CAMPO DOS GRANITÓIDES DA SUÍTE GALILÉIA (FAIXA ARAÇUAÍ) NA REGIÃO DE GALILÉIA (MG) E DO COMPLEXO SERRA DA BOLÍVIA (FAIXA RIBEIRA) NA REGIÃO LIMÍTROFE DOS ESTADOS DO RJ E ES.

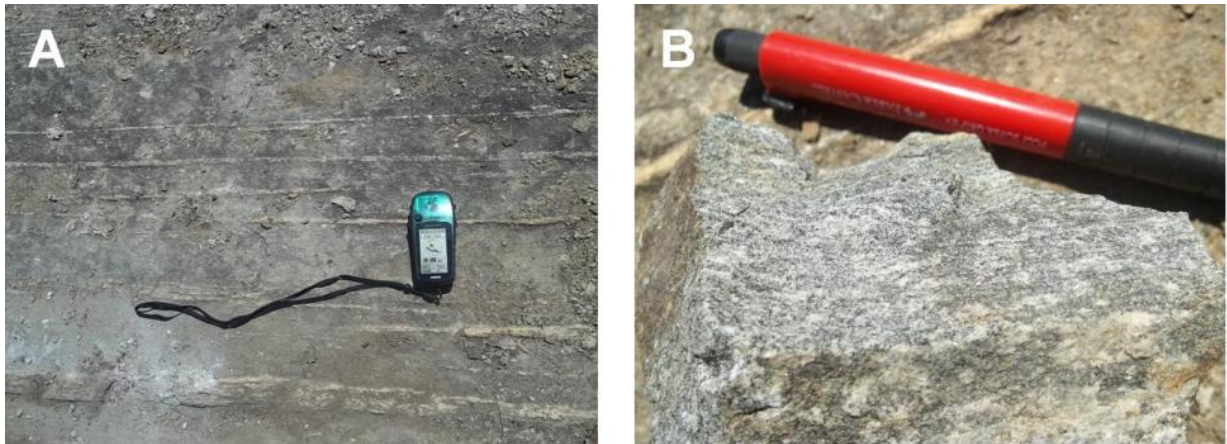


Figura 08. A) Foto em detalhe do afloramento do gnaiss fino com bandamento milimétrico. B) Foto da amostra, rocha de cor cinza e granulação fina.

A mineralogia essencial é caracterizada pela presença de 64,78% de plagioclásio, 12,4% de biotita e 10% de quartzo. Contem 1,2% de ortopiroxênio varietal. Os minerais acessórios que compõem a rocha são: (7,4%) clinopiroxênio, (3,6%) minerais opacos, (0,38%) apatita e (0,24%) zircão. A hornblenda (1,6%) ocorre como mineral secundário.

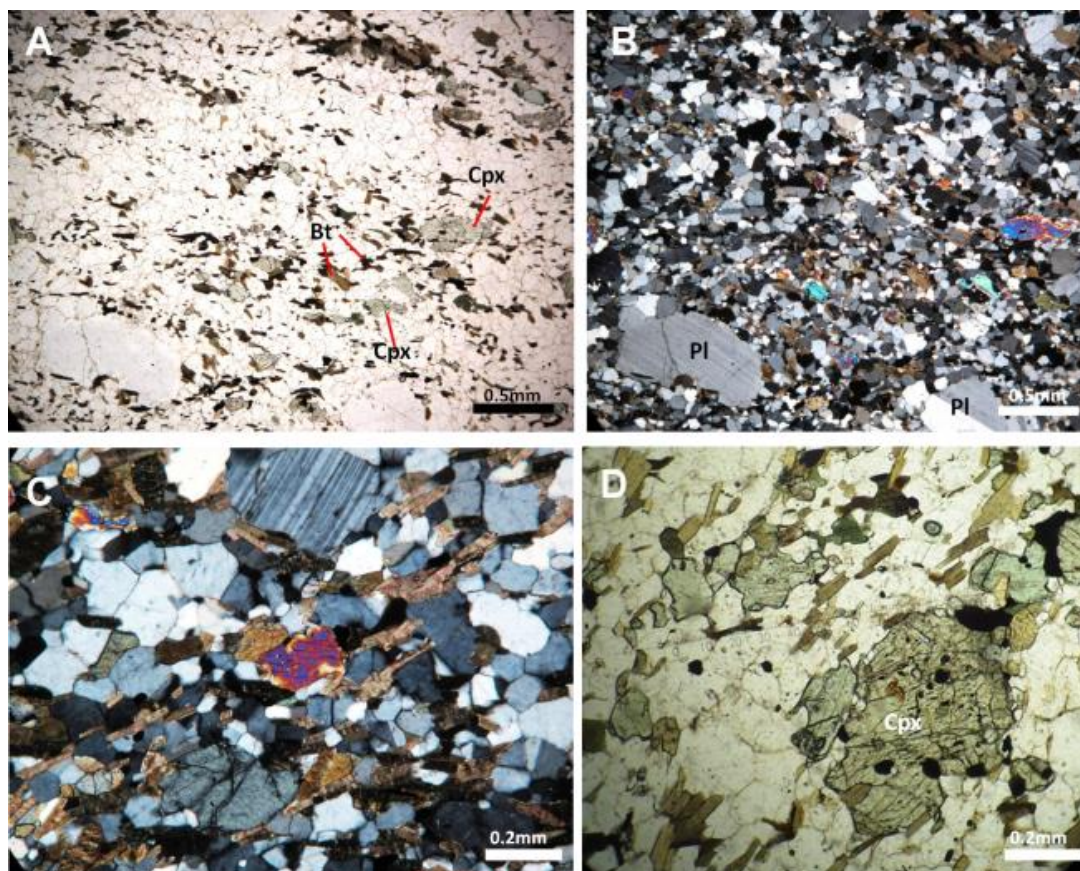


Figura 09. Fotomicrografias da lâmina delgada do gnaiss fino mostrando: A) textura levemente foliada; B) pórfiros de plagioclásio; C) predominância dos contatos retilíneos e ocorrem junções trípticas; D) microestrutura poiquiloblástica (inclusões de minerais opacos em clinopiroxênio).

CHARNOCKITO

As rochas deste grupo encontram-se próximas à região de Monte Verde. As encostas de morros com blocos rolados no sopé destes constituem seus principais tipos de afloramentos. Os litotipos são leucocráticos, isotrópicos de granulação grossa, por vezes ocorrem enclaves máficoscentimétricos arredondados (Figura 10A). Observam-se cristais de ortopiroxênio prismáticos com cor em tons de caramelo, podendo classificar a rocha como um charnockito (Figura 10B).

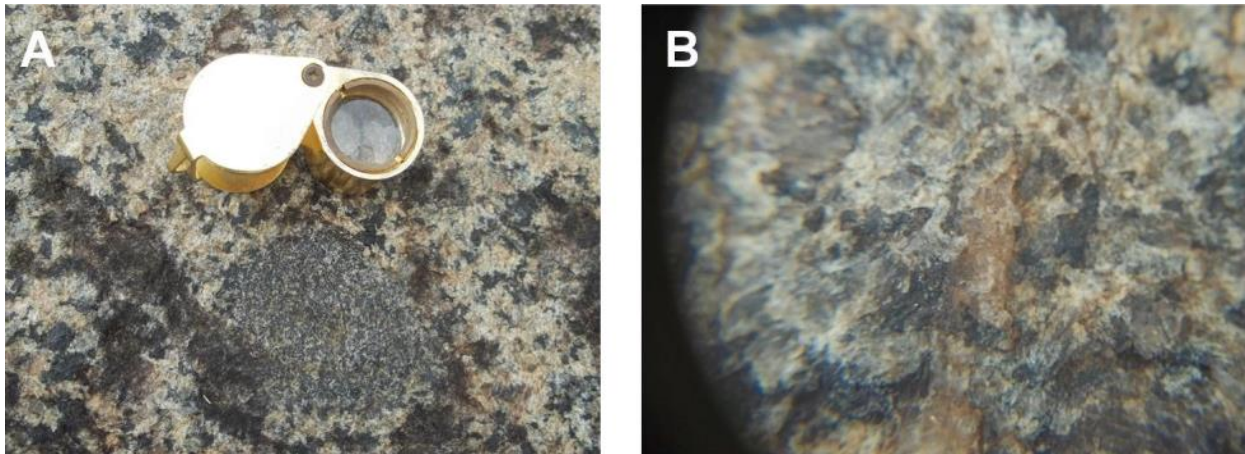


Figura 10. A) Foto de amostra destacando o enclave máfico arredondado. B) Foto em detalhe da amostra mostra um grão de ortopiroxênio com o auxílio da lupa.

A análise ao microscópio petrográfico, caracteriza estas rochas como inequigranularesgranoblásticas de granulação variando de média a grossa (0,13 a 6,5mm) (Figura 26A). Ocorrem microestruturas como as de intercrescimento do tipo simplectita de crescimento de quartzo vermiforme em biotita (Figura 11B) e de núcleo-manto com porfiroclastos de plagioclásio emoldurados por grãos menores do mesmo (Figura 11C), esta última microestrutura e a grande quantidade de grãos pequenos, sugerem que a rocha passou por recristalização dinâmica por isso teve sua granulação reduzida. Os contatos predominantes são serrilhados, mas nos grãos menores (0,13mm) predominam os contatos poligonais com junções tríplices (Figura 11D). A mineralogia essencial é caracterizada pela presença de 67,5% de plagioclásio e 13,8% de quartzo. O ortopiroxênio é um mineral varietal, perfazendo 3,8% da rocha. Os minerais acessórios que ocorrem nas amostras deste grupo são: 7% de biotita, 5,8% de hornblenda, 1,5% de minerais opacos, 0,4% de clinopiroxênio e 0,24% de zircão.

COMPARAÇÃO PETROGRÁFICA E DE CAMPO DOS GRANITÓIDES DA SUÍTE GALILÉIA (FAIXA ARAÇUAÍ) NA REGIÃO DE GALILÉIA (MG) E DO COMPLEXO SERRA DA BOLÍVIA (FAIXA RIBEIRA) NA REGIÃO LIMÍTROFE DOS ESTADOS DO RJ E ES.

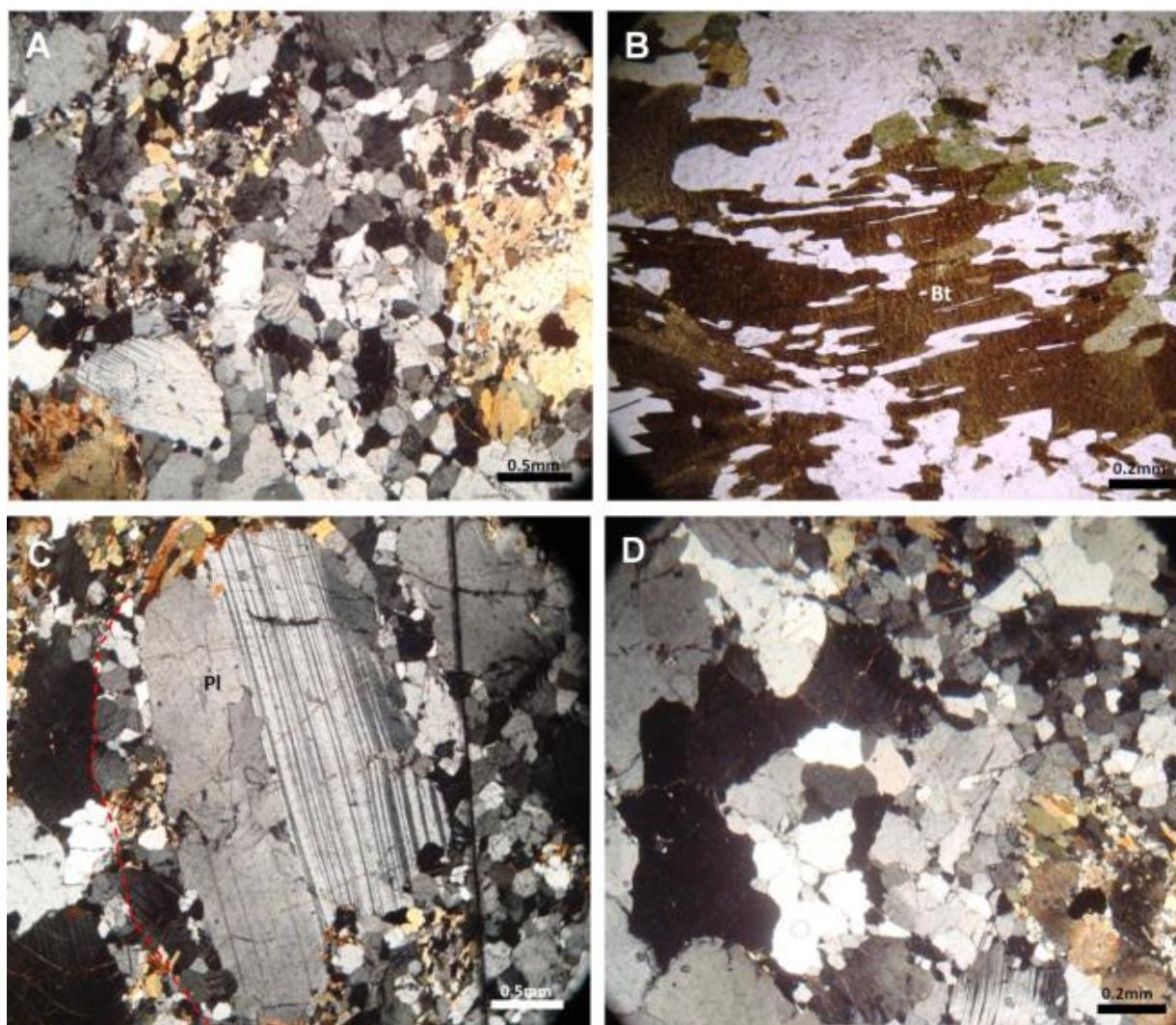


Figura 11. Fotomicrografias da lâmina delgada do charnockito mostrando: A) textura inequigranular granoblástica de granulação média a grossa; B) simplectita (quartzo vermiciforme em biotita); C) núcleo-manto (porfiroclastos de plagioclásio emoldurados por por grãos menores do mesmo); D) contatos serrilhados (à esquerda) e contatos poligonais com junções tríplices (parte superior direita).

SUÍTE GALILÉIA

As rochas desta suíte foram agrupadas de acordo com a divisão estratigráfica da folha geológica 1:100.000 da CPRM (2000). Desta forma, dividiu-se em dois grupos de rochas com nomes homônimos às unidades da estratigrafia: Tonalito Galiléia e Tonalito São Vitor. As três amostras (dos pontos 09,10 e 11) da unidade estratigráfica Tonalito Galiléia deram composições granodioríticas a tonalíticas (Figura 12). Estas classificações foram feitas de acordo com o diagrama QAP para rochas ígneas félsicas, segundo Streckeisen (1976).

TONALITO GALILÉIA

As rochas deste grupo são encontradas no município de Galiléia e proximidades. Os afloramentos são do tipo corte de estrada, morrotes com formato de pães-de-açúcar, por

vezes, lajedos próximos às drenagens, como o córrego São Geraldo e pedreiras. A rocha é cinza e aparentemente homogênea, mas apresenta foliação incipiente e esta torna-se bem marcada quando observados os frequentes enclaves máficos lenticulares a sigmoides centimétricos (aprox. 18cm) de granulação fina. Aparentemente houve a concentração dos minerais máficos, podendo caracterizá-los como autólitos e que são concordantes com a foliação (Figura 13A). Às vezes, ocorrem diques pegmatíticos tabulares centimétricos, contendo em sua composição: k-feldspato, quartzo, turmalina e granada (Figura 13C, D). E também diques irregulares chegando a formar bolsões, raramente tabulares, de rocha félsica quartzo-feldspática com menos de 1% de biotita e de granulação grossa (Figura 13D).

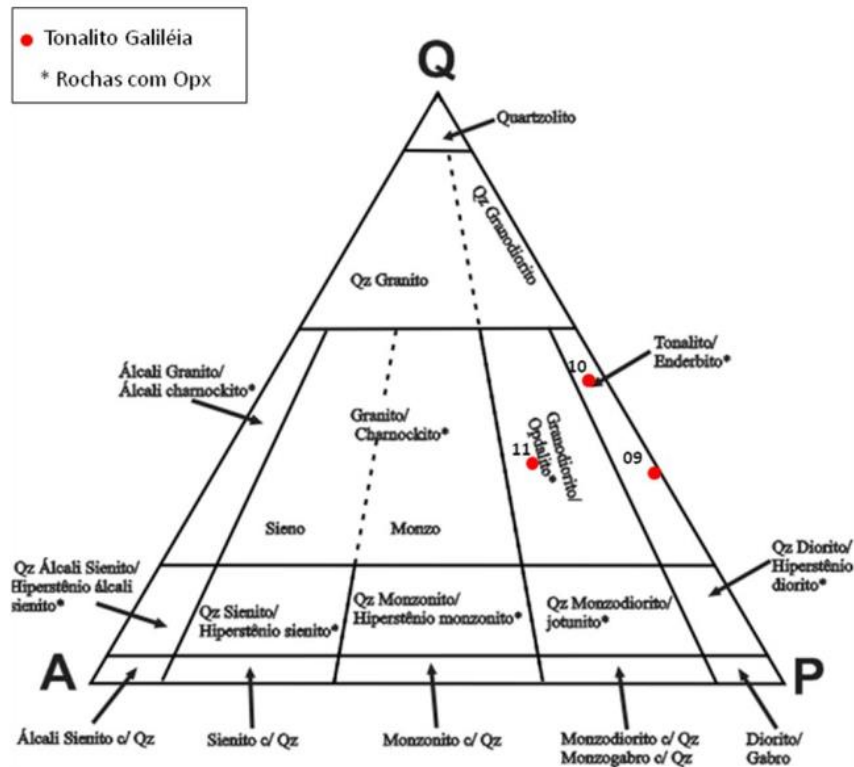


Figura 12. Diagrama QAP para as amostras da Suíte Galiléia, Streckeisen (1976).

A análise ao microscópio petrográfico, mostram texturas levemente foliadas (Figura 14A). A foliação é marcada pelas micas (biotita e muscovita), hornblenda (Figura 14B) e alguns minerais de hábito alongado como o quartzo e a microclina. A rocha é inequigranular de granulação variando de média a grossa. Outras texturas comuns são as de intercrescimento do tipo simplectita: crescimento de quartzo vermicular nos grãos de plagioclásio, que ocorrem minoritariamente e, majoritariamente, simplectita do tipo plagioclásio lamelar nos grãos de microclina. Há bastante grãos de plagioclásio com zonamento composicional gradacional (Figura 14C). A textura poiquilítica é subordinada, a qual é quantidades consideráveis de inclusões de paletas de muscovita em plagioclásio (Figura 14D). Predomina os contatos interlobados.

A mineralogia essencial é caracterizada pela presença de 40% de plagioclásio, 32% de quartzo e 15% de biotita (Figura 14A). A muscovita (9%) é considerada essencial (em apenas uma amostra) quando ocorre bem formada e seguindo a orientação preferencial da rocha. A microclina (6%), a hornblenda (2%), a granada (1,3%), a titanita (0,5%), allanita (0,2%), o zircão (0,1%), os minerais opacos (0,1%) e a apatita (0,08%) são os minerais acessórios. A clorita (1,8%) ocorre como bordas de alteração da biotita, por isso é considerada como secundária.

COMPARAÇÃO PETROGRÁFICA E DE CAMPO DOS GRANITÓIDES DA SUÍTE GALILÉIA (FAIXA ARAÇUAÍ) NA REGIÃO DE GALILÉIA (MG) E DO COMPLEXO SERRA DA BOLÍVIA (FAIXA RIBEIRA) NA REGIÃO LIMÍTROFE DOS ESTADOS DO RJ E ES.

Figura 13. A) Foto do afloramento aparentemente isotrópico, mas com foliação bem marcada pelos enclaves. B) Foto em detalhe do afloramento mostra enclaves máficos lenticulares centimétricos orientados. C) Foto do dique pegmatítico tabular. D) Foto do dique irregular da rocha félsica Qz-feldspática e do dique pegmatítico cortando o Tonalito Galiléia



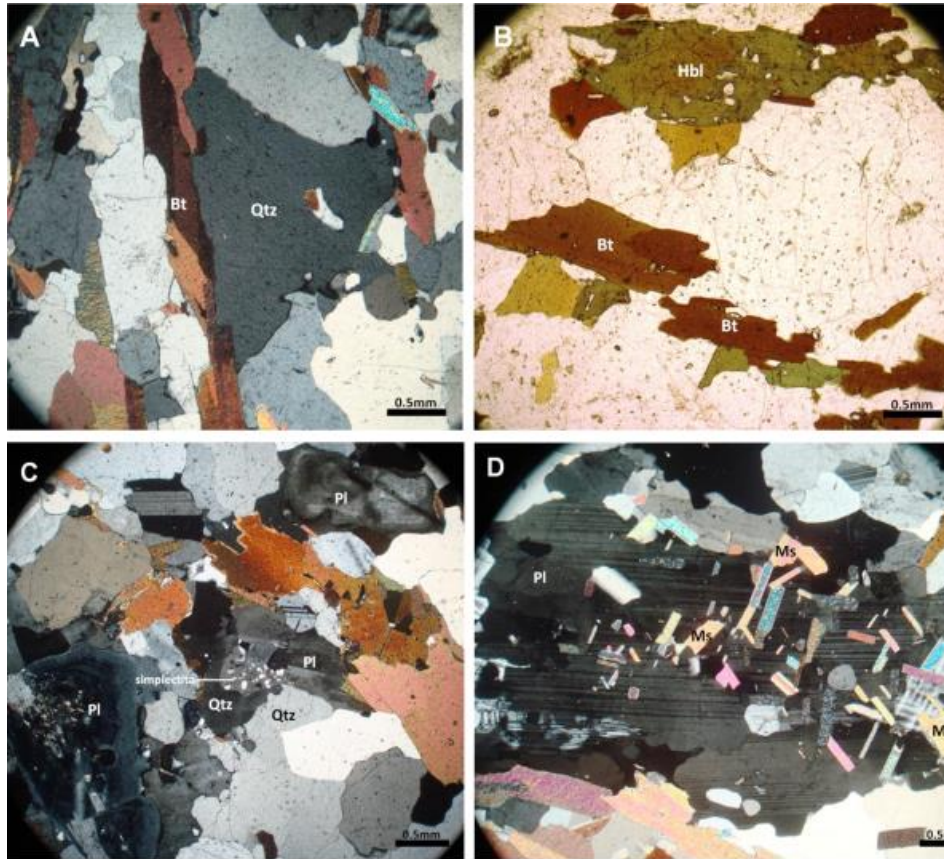


Figura 14. Fotomicrografias da lâmina delgada do tonalito mostrando: A) textura inequigranular de granulação média a grossa; B) foliação marcada pela biotita e hornblenda; C) plagioclásio com zonamento composicional gradacional e simplectita de quartzo vermicular no plagioclásio; D) textura poiquilítica (inclusões de muscovita em plagioclásio).

TONALITO SÃO VITOR

As rochas deste grupo são encontradas próximas a Barra do Cuieté, distrito de Conselheiro Pena (MG). Os afloramentos são do tipo lajedos nas drenagens como o do córrego Alegre (Figura 15A). Macroscopicamente as rochas são bem semelhantes com as do Tonalito Galiléia, são cinza, tonalíticas de granulação média a grossa. Há algumas diferenças, por exemplo, a presença de maior quantidade de grãos de granada e os enclaves máficos são menos frequentes, mais arredondados e maiores, com tamanhos centimétricos de até 30cm. Além da ocorrência de distintas fácies petrográficas, desde tonalitos isótipos (Figura 15 B) a rochas migmatíticas. Os migmatitos possuem a granulação muito fina que não permite a identificação dos minerais rocha, exceto em alguns pontos do afloramento onde há concentrações de granadas euédricas de tamanhos em torno de 3 mm, perfazendo 10% do litotipo. A rocha apresenta estrutura do tipo estromática ou acamadada que são corpos lenticulares bandados de magma dispostos concordantemente com o paleossoma e estruturas do tipo dobrada que é uma variedade dobrada da estromática (Figura 15C e D). Os migmatitos bandados apresentam bandas contínuas milimétricas a centimétricas.

COMPARAÇÃO PETROGRÁFICA E DE CAMPO DOS GRANITÓIDES DA SUÍTE GALILÉIA (FAIXA ARAÇUAÍ) NA REGIÃO DE GALILÉIA (MG) E DO COMPLEXO SERRA DA BOLÍVIA (FAIXA RIBEIRA) NA REGIÃO LIMÍTROFE DOS ESTADOS DO RJ E ES.



Figura 15. A) Afloramento do tipo lajedado no córrego Alegre, município de Conselheiro Pena; B) Foto em detalhe do afloramento do tonalito isótropo; C) estrutura estromática domigmatito; D) estrutura dobrada do mesmo

CONCLUSÃO

As rochas do Complexo Serra da Bolívia são diversificadas em termos petrográficos. Variam desde rochas isótropas, como as do 4º grupo (Charnockito), a rochas bandadas como as dos outros três grupos (Leucognaisse e gnaiss máfico, migmatito e gnaiss fino). Os litotipos da Suíte Galiléia não são tão variáveis. As rochas da unidade Tonalito Galiléia dos pontos (1, 2, 3, 4, 8, 9, 10 e 11) apresentam as mesmas características macroscópicas, são cinza de granulação média a grossa e aparentemente homogêneas, mas apresentam foliação incipiente. Os estudos petrográficos das 11 lâminas delgadas do Complexo Serra da Bolívia (CSB) e 3 da Suíte Galiléia (SG), reforçou a diversidade litológica entre as duas unidades e até entre os seus próprios componentes. A presença de ortopiroxênio e clinopiroxênio, além de outras características mineralógicas e microestruturais permitem supor que as rochas metamórficas do CSB possuem protólito ígneo metamorfizado em fácies granulito.

a Suíte Galiléia varia de granodioritos a tonalitos. Isto reforça a análise macroscópica prévia feita das amostras, que em geral não aparentavam variações composicionais discrepantes além do conteúdo em granada e enclaves máficos. A partir da comparação composicional entre as duas unidades (CSB e SG) observase que a diferença está na presença do ortopirexênio varietal na primeira, levando suas rochas ao campo dos charnockitos e a SG ficando no campo dos granitóides sem ortopiroxênio.

A comparação mineralógica foi baseada nas descrições apenas das amostras coletadas das duas unidades. Observou-se que são semelhantes quanto à ocorrência de alguns minerais, mas varia em questão de quantidades deste e também a existência de minerais específicos em uma das duas. Em geral, a mineralogia essencial de ambas são quartzo e plagioclásio. A microclina, o ortoclásio, a biotita e a hornblenda podem ocorrer tanto como minerais

essenciais quanto como acessórios. Os minerais acessórios comuns são minerais opacos, zircão, apatita, titanita, allanita e hornblenda. E o mineral secundário que pode ocorrer nas duas unidades é a clorita. Nas rochas do Complexo Serra da Bolívia é comum a presença do ortopiroxênio (presente nos quatro grupos) e às vezes, do clinopiroxênio; e pode ocorrer o epidoto como mineral acessório.

As rochas do Complexo Serra da Bolívia podem ter histórias geológica distintas entre si, perceptível pelas características de campo. Portanto, necessita-se de estudos mais detalhados desta unidade, e talvez, novas divisões estratigráficas possam ser feitas. A Suíte Galiléia, diferentemente, já exibe maior concordância dos dados petrográficos entre as amostras analisadas, exceto pelo migmatito. A Suíte ainda carece de um mapeamento de maior detalhe e uma amostragem maior para os estudos petrográficos e geoquímicos. Este trabalho poderá servir como base para posteriores estudos em que se desejam comparar e correlacionar unidades concernentes as duas faixas da Província Mantiqueira.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BARBOSA A. L. M., SAD J. H. G., TORRES N., MELO M.T.V. **Geologia das quadriculas Barra do Cuité e Conselheiro Pena, MG**, Relatório do Arquivo Técnico do DGM, 64, DNPM, Rio de Janeiro. 285p, 1964

COSTA L.M., BAPTISTA J.I., SOUZA B.. **Texto explicativo da Folha Geológica São João do Paraíso**. DRM/RJ, Niterói, 1978a.

CPRM – COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Mapa geológico. Folha Itaperuna SF24-V-C-I. Escala 1:100.000**. 2009.

DUARTE B. P. et al. **Geologia e recursos minerais da folha Itaperuna SF.24-V-C-I, estado do Rio de Janeiro escala 1:100.000**. Belo Horizonte: CPRM; Mapa Geológico, escala 1:100.000 (série Geologia do Brasil), versão digital em CD-ROM, textos e mapas. 138 p, 2012.

TUPINAMBÁ M., HEILBRON M., DUARTE B. P., NOGUEIRA J. R., VALLADARES C. S., ALMEIDA J., SILVA L. G. E., MEDEIROS S. R. ALMEIDA C. G., MIRANDA A., RAGATKY C. D., MENDES J., LUDKA I. **Geologia da Faixa Ribeira setentrional: estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí**. Geonomos, v. 15, n. 1, p. 67-79, 2007.

STRECKEISEN A. **To each plutonic rock its proper name**. Earth-Science Reviews, 12:1-33. 1976.

VIEIRA, V. S. **Significado do Grupo Rio Doce no Contexto do Orógeno Araçuaí**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 2007.

Capítulo 3

LITOQUÍMICA DA SUÍTE GALILÉIA NA REGIÃO DE GALILÉIA E AFONSO PENA - MG

*Rodson de Abreu Marques¹, Raiane Soares de Macedo², Tamires Costa Velasco¹, Edgar
Batista de Medeiros Júnior³, Fernanda Setta Duarte⁴*

RESUMO. O presente trabalho compreende a região do leste do estado de Minas Gerais, no município de Galiléia e Afonso Pena. Geologicamente, está inserida na Suíte Galiléia, localizada no Domínio Interno da Faixa Araçuaí. O presente trabalho tem como objetivo a caracterização litoquímica de das rochas da Suíte Galileia. Foram coletadas e analisadas oito amostras de rocha total para elementos maiores, traços e terras raras. Os litotipos foram divididos em duas unidades principais: Tonalito Galiléia e Tonalito São Vitor. De acordo com os dados, o conjunto litológico é de característica calcioalcalina de composição que varia de granodiorito a tonalito do tipo I, metaluminoso, com similaridade ao magmatismo pré-colisional da crosta superior a média e gerado em ambiente de arco vulcânico. No Estudo ainda é relatada a esporádica presença de um migmatito associado ao Tonalito São Vitor, que ocorre na região de Afonso Pena. O presente estudo é uma contribuição litoquímica das unidades para o entendimento da evolução tectônica dos terrenos neoproterozoicos do Orógeno Araçuaí e suas conexões com a Faixa Ribeira.

PALAVRAS-CHAVE. Suíte Galileia, Orógeno Araçuaí, Litoquímica

INTRODUÇÃO

O município de Galiléia encontra-se na Bacia Hidrográfica do Rio Doce, esta abrange uma área de 83.400 km², sendo 86% desta pertencente ao estado de Minas Gerais e o restante de 14% ao Espírito Santo. A Bacia do Rio Doce insere-se num contexto de clima tropical sub-úmido a semi-árido. A estação chuvosa se estende de novembro até maio com precipitações anuais entre 800 e 1000 mm. O período seco ocorre de julho a setembro e as temperaturas médias anuais em torno de 23°C (COELHO, 2006; DRUMMOND, 2009).

A geomorfologia é caracterizada por pontões ou pães-de-açúcar de granitóides e colinas niveladas na direção preferencial NE-SW, e há vales fechados e abertos. Galiléia localiza-se numa das margens do setor Médio do Rio Doce e a maioria dos cursos d'água seguem as mesmas direções das estruturas, exceto os rios Manhuaçu e José Pedro que seguem a direção N-E (COELHO, 2006).

¹ Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (CCENS-UFES) – Alegre, ES, Brasil

² Departamento de Geologia – Universidade Federal de Minas Gerais – Belo Horizonte, MG, Brasil.

³ Departamento de Geologia, Escola de Minas - Universidade Federal de Ouro Preto – Ouro Preto, MG, Brasil

⁴ Faculdade de Geologia – Universidade do Estado do Rio de Janeiro - Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

LITOQUÍMICA DA SUÍTE GALILÉIA NA REGIÃO DE GALILÉIA E AFONSO PENA - MG

A área de estudo pertence à Suíte Intrusiva Galiléia do domínio interno da Faixa Araçuaí. A suíte encontra-se na região do Médio Vale do Rio Doce, próximo a Governador Valadares-MG, é um corpo alongado com dimensões de 70 por 60 km (NALINI, 1997). No trabalho de Barbosa et al. (1964) denominaram a suíte de Tonalito Galiléia, mas contém várias fácies petrográficas como quartzo dioritos, granitos e granodioritos, associados a leucogranitos metamorfizados à fácies anfibolito médio (VIEIRA, 1997). As rochas apresentam uma foliação sistemática metamórfica, predominando a orientação para NW e mergulhos entre 50° e 80° para NE ou SW, localmente, pode apresentar aspecto milonítico com recristalização dinâmica do quartzo.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

Os granitóides da Suíte Galiléia inserem-se na região sudeste do Brasil e na parte leste de Minas Gerais, no município de Galiléia que está a 286 km da capital do Espírito Santo, Vitória (Figura 03). Partindo da capital com destino à Galiléia, pela BR-101 no sentido oeste do estado capixaba, segue-se o percurso através da rodovia estadual ES-080 até a cidade Itarana (ES). Deve-se tomar a estrada ES-164 à direita, percorrendo aproximadamente 2 km e em seguida, virar à esquerda seguindo pela ES-446 até a divisa com estado de Minas Gerais, no município de Baixo Guandu. Chega-se a Galiléia (MG) pela rodovia BR-259, passando pelos municípios Resplendor e Conselheiro Pena.

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA/GEOLOGIA REGIONAL

A Faixa Araçuaí localiza-se na parte setentrional da Província Mantiqueira e paralelamente à margem sudeste do Cráton São Francisco, e é resultante do fechamento do golfo ensialico a norte (aulacógenos Santo Onofre e Sangha) e oceanizado a sul, onde havia a bacia marinha interior, devido aos indícios da existência deste golfo que o Araçuaí é definido como orógeno confinado (HEILBRON et al., 2004). A bacia precursora do orógeno é representada pelo Grupo Macaúbas constituído de diques máficos, rochas vulcânicas, intrusões graníticas e sequências metassedimentares (quartzitos, conglomerados, metadiamicritos e outros) (NOCE et al., 1997).

A Faixa Araçuaí foi edificada durante a orogênese Brasileira e com esta deformação, um maior ramo da faixa com direção N-S teve uma inflexão para leste na parte setentrional da faixa, formando em escala regional uma grande curvatura com concavidade voltada para sul. A compartimentação tectônica da faixa definida por Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (2000) e Pedrosa-Soares et al. (2001) é baseada nessa grande estrutura regional e na variação do metamorfismo ao longo dela, sendo assim subdivide-se em: domínio externo, interno e a inflexão setentrional. O domínio externo localiza-se próximo à margem sudeste do Cráton São Francisco e compõe uma zona de dobramentos e empurrões com transporte tectônico contra o cráton, representados pela Serra do Espinhaço e chapadas no norte e nordeste de MG, apresentando metamorfismo de fácies xisto verde a anfibolito. O domínio interno é o núcleo metamórfico-anatético do orógeno, com rochas graníticas que registram diferentes estágios da orogênese Brasileira, e há a preservação da porção mais profunda do núcleo metamórfico nas fácies granulito. Ocorre uma zona de sutura com umas poucas rochas de arco magmático e zona de anatexia com granitos do tipo-S. O último compartimento tectônico, a inflexão setentrional contém segmentos dos dois domínios e tem características tectônicas próprias, o metamorfismo é desde fácies xisto verde a anfibolito alto, há empurrões com transporte para norte e leste e zonas de transcorrência oblíqua com direção NW-SE.

O Tonalito Galiléia é o que apresenta maior distribuição na região de Galiléia, ocorrendo como corpos intrusivos na forma de batólitos, stocks, soleiras e diques (BARBOSA

et al., 1964). Em termos petrográficos é um hornblenda-biotita tonalito a granito metaluminosos de coloração cinza clara, a granulação varia de média a grossa, apresentando foliação incipiente a bem marcada com algumas rochas isotrópicas, textura hipidiomórfica e granoblástica; são comuns a presença de enclaves microgranulares de composição diorítica e texturas nematoblásticas, e achatados na foliação e estirados segundo a lineação mineral (lineação $b=217/3$). A mineralogia do tonalito é composta essencialmente por quartzo, plagioclásio, microclina, biotita, hornblenda e granada, este último mineral tende a aumentar a medida que se aproxima do contato com o xisto São Tomé (VIEIRA, 2007). O Tonalito São Vitor é um granada-hornblenda-biotita gnaiss de coloração cinza clara, composição tonalítica a granodiorítica, a granulação varia de média a grossa, tem textura hipidiomórfica e granoblástica, localmente nematoblástica, apresentando foliação incipiente a bem marcada com algumas rochas isotrópicas e raramente, miloníticas. Mineralogicamente é composta por quartzo, feldspato, biotita e às vezes, há presença de megacrístais de anfibólio e k-feldspato (Vieira, 2000).

METODOLOGIA

A metodologia na seleção, separação e preparação das amostras para as análises geoquímicas, descrições macroscópica e microscópica com elaboração de fichas descritivas e gerou-se diagramas geoquímicos binários e ternários usando o *software GeoChemical Data ToolKIT* (GCDkit) versão 2.3. Antes de encaminhar ao laboratório de geoquímica seguiu-se com os seguintes procedimentos: I) as amostras coletadas foram britadas a martelo petrográfico, sempre fazendo sua limpeza para evitar a contaminação com o pó de rocha de outras amostras, II) fez-se a pesagem de 2 a 3 fragmentos de rocha, dando num total de aproximadamente 35g para cada ponto, III) estes fragmentos foram lavados a água e álcool, IV) passaram por 5 horas de secagem a 55°C numa estufa, V) foram ensacados com suas respectivas identificações e enviados para o laboratório.

As análises geoquímicas de 8 amostras da Suíte Galiléia processadas no laboratório de geoquímica AcmeLabs Ltd. no Canadá e análises de 16 amostras do Complexo Serra da Bolívia. As amostras foram moídas, fundidas com metaborato/tetraborato de lítio e digestão em HNO₃ diluído e homogeneizadas. A seguir adotou-se o método Espectrômetro de Emissão Atômica por Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-AES) para elementos maiores e menores, para obter os elementos traços e terras raras (ETR) utilizou-se o Espectrômetro de Massa com Plasma Induzido Acoplado (ICP-MS), neste último método a perda ao fogo foi obtida após o aquecimento das amostras a 1000°C. Os elementos maiores e menores foram reportados em porcentagem em peso dos óxidos; e os elementos traços e ETR em ppm (Jiménez 2012, Menezes *et al.* 2012, Santos *et al.* 2009).

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Serão discutidos os dados geoquímicos de rocha total envolvendo elementos maiores, traços e terras raras para as amostras (Tabela 01, 02 e 03). As análises são de 8 da Suíte Galiléia (SG). A acurácia dos dados pode ser observada pelos valores de fechamento das análises de elementos maiores da SG serem de 99,44%; e todas as amostras os valores superiores a 98%.

LITOQUÍMICA DA SUÍTE GALILÉIA NA REGIÃO DE GALILÉIA E AFONSO PENA - MG

Tabela 1: Dados de elementos maiores (% em peso dos óxidos) das análises químicas efetuadas.

SUÍTE GALILÉIA	TONALITO GALILÉIA					TONALITO SÃO VITOR		
	GA-RM-002	GA-RM-004	GA-RM-008	GA-RM-009	GA-RM-010	GA-RM-005	GA-RM-006	GA-RM-007
SiO ₂	64,03	62,81	64,19	62,87	66,13	64,39	62,98	66,84
Al ₂ O ₃	16,29	16,31	16,03	15,72	15,91	16,27	17,11	15,34
Fe ₂ O ₃	6,21	6,57	5,92	6,95	5,46	7,45	6,29	5,9
MnO	0,1	0,1	0,1	0,11	0,09	0,1	0,14	0,12
MgO	1,84	1,99	1,77	2,34	1,27	2,72	2,04	1,23
CaO	4,29	5	4,48	4,78	3,97	0,52	4,74	3,42
Na ₂ O	3	2,79	2,71	2,42	2,88	1,61	2,94	3,03
K ₂ O	3,1	2,59	3,2	2,85	2,82	4,23	2,25	2,1
TiO ₂	0,62	0,72	0,6	0,73	0,53	0,89	0,64	0,76
P ₂ O ₅	0,17	0,18	0,15	0,16	0,16	0,18	0,15	0,22
LOI	0,2	0,8	0,7	0,9	0,6	1,4	0,6	0,9
Total	99.650	99.060	99.150	98.930	99.220	98.370	99.280	98.960

Tabela 2. Dados de elementos traços (em ppm) das análises químicas efetuadas.

SUÍTE GALILÉIA	TONALITO GALILÉIA					TONALITO SÃO VITOR		
	GA-RM-002	GA-RM-004	GA-RM-008	GA-RM-009	GA-RM-010	GA-RM-005	GA-RM-006	GA-RM-007
Sc	14	16	16	16	13	17	24	14
Be	1	2	4	<1	2	2	3	<1
V	94	101	82	102	58	119	82	73
Cr	0,002	0,003	0,002	0,004	<0,002	0,013	0,003	<0,002
Co	11,5	13,0	11,2	15,8	8,3	14,8	13,2	9,2
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	42	<20	<20
Cu	18,8	15,9	9,9	18,2	9,0	101,5	14,4	12,9
Zn	81	77	68	79	78	22	77	77
Ga	20,8	19,9	19,5	19,6	18,9	21,9	19,8	19,1
As	1,3	0,8	1,3	1,4	1,2	14,5	1,1	1,3
Rb	129,0	110,9	112,9	118,0	104,7	155,5	107,9	95,0
Sr	168,6	218,8	204,0	187,7	258,9	77,0	169,7	213,2
Y	22,4	22,6	27,9	21,8	21,1	34,0	13,3	15,7
Zr	172,9	194,1	157,4	173,0	145,8	210,9	144,7	228,2
Nb	11,7	12,8	10,6	10,6	9,8	15,7	6,7	11,9
Mo	0,6	0,9	0,8	0,7	0,5	1,2	0,5	1,0
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sn	5	3	4	4	4	5	4	3
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Cs	7,7	6,5	5,0	6,6	5,9	14,4	8,0	3,9
Ba	267	330	616	487	528	421	350	460
Hf	4,9	5,3	4,6	4,6	5,0	5,9	3,8	7,1
Ta	1,0	0,9	0,8	0,8	0,8	1,1	0,9	0,8
W	<0,5	<0,5	0,5	<0,5	0,9	2,4	0,7	0,7
Tl	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,7	0,6	0,5
Pb	2,8	2,7	3,5	3,6	3,8	1,6	3,7	2,6
Bi	0,1	<0,1	<0,1	0,2	0,2	0,4	0,2	<0,1
Th	14,0	7,4	7,8	2,1	7,7	12,7	5,5	5,0
U	1,0	2,3	1,9	1,0	1,0	3,1	2,4	1,1

Tabela 3. Dados de elementos terras raras (em ppm) das análises químicas efetuadas

SUÍTE GALILÉIA	TONALITO GALILÉIA					TONALITO SÃO VITOR		
	GA-RM-002	GA-RM-004	GA-RM-008	GA-RM-009	GA-RM-010	GA-RM-005	GA-RM-006	GA-RM-007
La	41,4	21,9	21,3	7,2	25,8	39,0	19,8	11,7
Ce	80,1	46,1	42,4	16,2	55,6	81,7	37,1	34,5
Pr	8,7	5,42	5,1	2,32	6,24	9,25	4,42	3,01
Nd	32,0	20,5	19,5	11,6	23,0	36,3	15,4	11,4
Sm	5,64	4,47	4,43	3,2	4,77	6,72	3,22	2,28
Eu	0,96	1,21	1,22	1,05	1,19	1,21	1,00	1,04
Gd	5,19	4,49	4,79	3,88	4,74	6,66	3,09	2,26
Tb	0,72	0,67	0,8	0,61	0,68	0,96	0,44	0,37
Dy	3,9	4,46	4,98	3,69	3,68	6,18	2,71	2,52
Ho	0,8	0,77	0,96	0,8	0,71	1,17	0,5	0,59
Er	2,08	2,16	2,68	2,24	1,86	3,14	1,36	1,89
Tm	0,32	0,37	0,4	0,33	0,29	0,52	0,2	0,34
Yb	2,07	2,21	2,71	2,25	1,93	3,59	1,36	2,61
Lu	0,3	0,34	0,39	0,32	0,27	0,5	0,21	0,38

A composição química das rochas da SG varia de intermediárias com valores de SiO₂ entre 62,81% e 64,39% a ácidas (pontos 7 e 10), valores na faixa de 66% (Tabela 03). O caráter ácido destas rochas pode ser explicado pela composição granodiorítica. Em contradição, há a rocha do ponto 5 (granodiorito) que deu caráter intermediário (64,39%), isto pode ser explicado pelo seu maior erro (1,63%) de fechamento dos valores dos elementos maiores em comparação com as outras rochas.

Nos diagramas do tipo Harker (Figura 01), usando SiO₂ como elemento de diferenciação, a correlação com os outros elementos maiores é dificultada pela quantidade reduzida de amostras. Assim os dados apresentam grande dispersão dos valores. Entretanto, pode-se dizer que há um *trend* de correlação negativa dos elementos maiores Fe₂O₃, MgO, MnO e TiO₂, que possivelmente, está relacionado ao fracionamento da biotita, hornblenda, titanita, allanita, minerais opacos, zircão e granada, pois a quantidade presente nos litotipos são variáveis. Em algumas rochas, a titanita e a granada ocorrem em quantidades maiores do que 1% ou podem estar quase ausentes. A biotita pode ocorrer como mineral acessório (<10%) ou ser essencial alcançando valores superiores a 20%. E a hornblenda pode ser ausente em certas rochas. Os valores de CaO e Al₂O₃ são quase lineares, isto deve-se às quantidades quase constantes de plagioclásio (36% a 46%). Os diagramas com os elementos K₂O, Na₂O e P₂O₅ não apresentam um *trend* visível. Os *trends* são perceptíveis pelos valores das amostras do Tonalito Galiléia. O Tonalito São Vitor além de apresentar poucas amostras, os valores encontram-se muito dispersos, por isso não é possível definir um padrão de enriquecimento ou empobrecimento dos elementos

As rochas da Suíte Galiléia não apresentam grande diversidade composicional. Aplicando-se o diagrama de classificação química de De La Roche (1980) para rochas plutônicas (Figura 02), verifica-se que os litotipos da unidade Galiléia são predominantemente tonalíticos e com uma amostra (ponto 10) no campo do granodiorito; as rochas da unidade São Vitor são mais variáveis, sendo graníticos, granodioríticos a tonalíticos.

LITOQUÍMICA DA SUÍTE GALILÉIA NA REGIÃO DE GALILÉIA E AFONSO PENA - MG

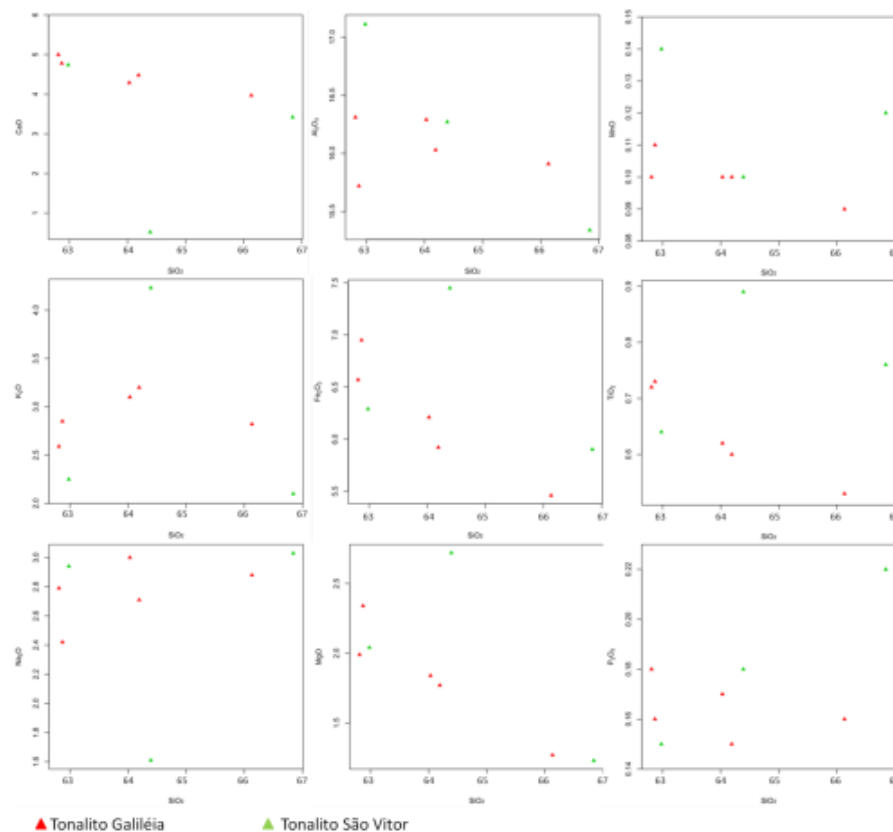


Figura 01. Diagramas do tipo Harker usando elementos maiores da Suíte Galiléia.

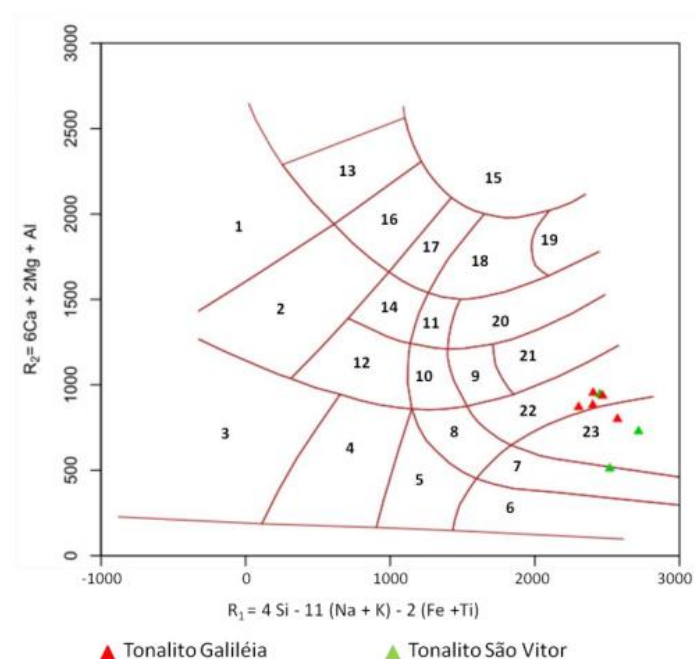


Figura 02. Classificação multicatiônica das amostras da Suíte Galiléia, usando os parâmetros R1 e R2 de De La Roche et al. (1980). Simbologia: 1 – ijolito; 2 – essexito; 3 – nefelino sienito; 4 – sienito; 5 – quartzo sienito; 6 – álcali granito; 7 – gran; 7 – granito; 8 – quartzo monzonito; 9 – monzo-diorito; 10 – monzonito; 11 – monzo-gabro; 12- sieno-diorito; 13 – melteigito; 14 – sieno-gabro; 15 – rocha ultramáfica; 16 – theralito; 17 – álcali-gabro; 18 – gabro; 19 – gabro-norito; 20 – gabro-diorito; 21 – diorito; 22 – tonalito; 23 – granodiorito.

No diagrama de saturação em alumina (Figura 03), as análises revelam caráter peraluminoso margeando o campo metaluminoso para as rochas da Suíte Galiléia. Esse caráter pode ser correlacionado com a existência da mineralogia que contém biotita granada e/ou muscovita. Todas as rochas posicionaram nos campos dos granitos do tipo I, exceto duas amostras do Tonalito São Vitor.

Os parâmetros para os elementos maiores (R1 e R2) representados no diagrama binário de Batchelor & Bowden (1985) (Figura 4), indicam similaridade das rochas do Tonalito Galiléia com o magmatismo pré-colisional e as do Tonalito São Vitor com magmatismo pré a sin-colisional.

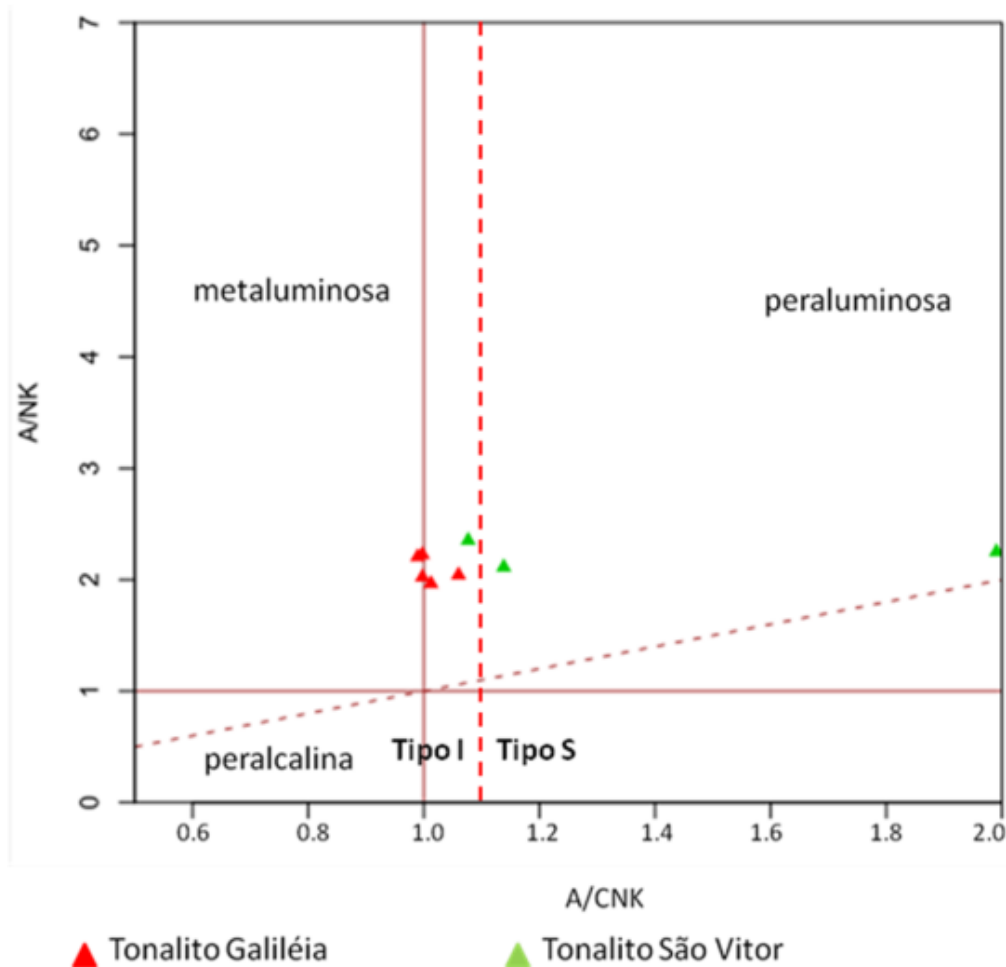


Figura 03. Diagrama A/CNK versus A/NK. Índice de saturação em alumina de Shand (1943) para as amostras da Suíte Galiléia. Campos dos granitos tipo I e S de Chappell e White (1974).

Os diagramas geoquímicos para ambiente geotectônico de Pearce et al. (1984) (Figura 5) mostram que os litotipos analisados da Suíte Galiléia são compatíveis com os granitóides de arco vulcânico e sin-colisionais

Os dados analíticos dos elementos terras raras (ETR) foram normalizados pelos valores condriticos de Nakamura (1974) (Figura 6). De modo geral, a Suíte Galiléia mostra padrões com enriquecimento nos elementos terras raras leves (ETRL), com anomalia negativa para o európio (Eu), exceto a amostra GA-RM-007 que teve anomalia positiva, e padrão sub-horizontalizado dos elementos terras raras pesados (ETRP). Anomalias negativas em Eu sugerem cristalização fracionada, processo de diferenciação crustal, que separou o plagioclásio do líquido residual (fracionamento do plagioclásio).

LITOQUÍMICA DA SUÍTE GALILÉIA NA REGIÃO DE GALILÉIA E AFONSO PENA - MG

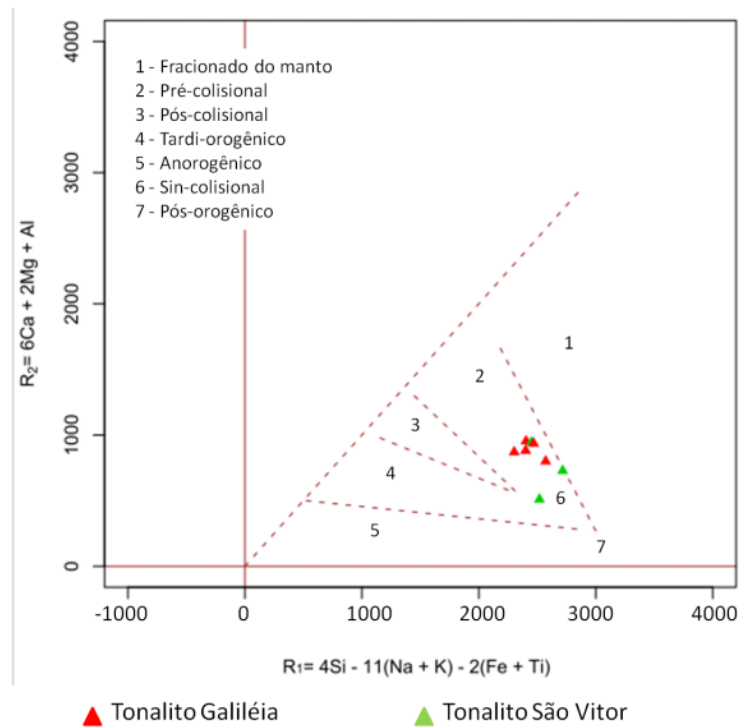


Figura 4. Posicionamento das rochas da Suíte Galiléia no diagrama R1 x R2 de Batchelor & Bowden (1985).

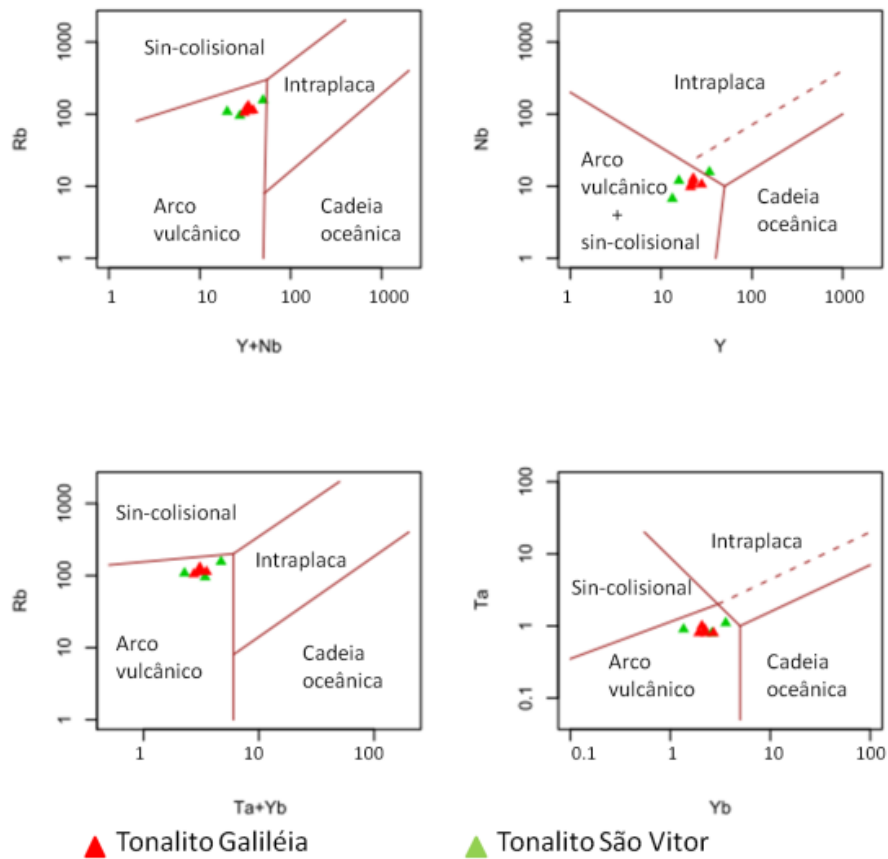


Figura 5. Diagramas discriminantes de ambiente tectônico: Rb versus Y+Nd, Nd versus Y, Rb versus Ta+Yb e Ta versus Yb (Pearce et al. 1984).

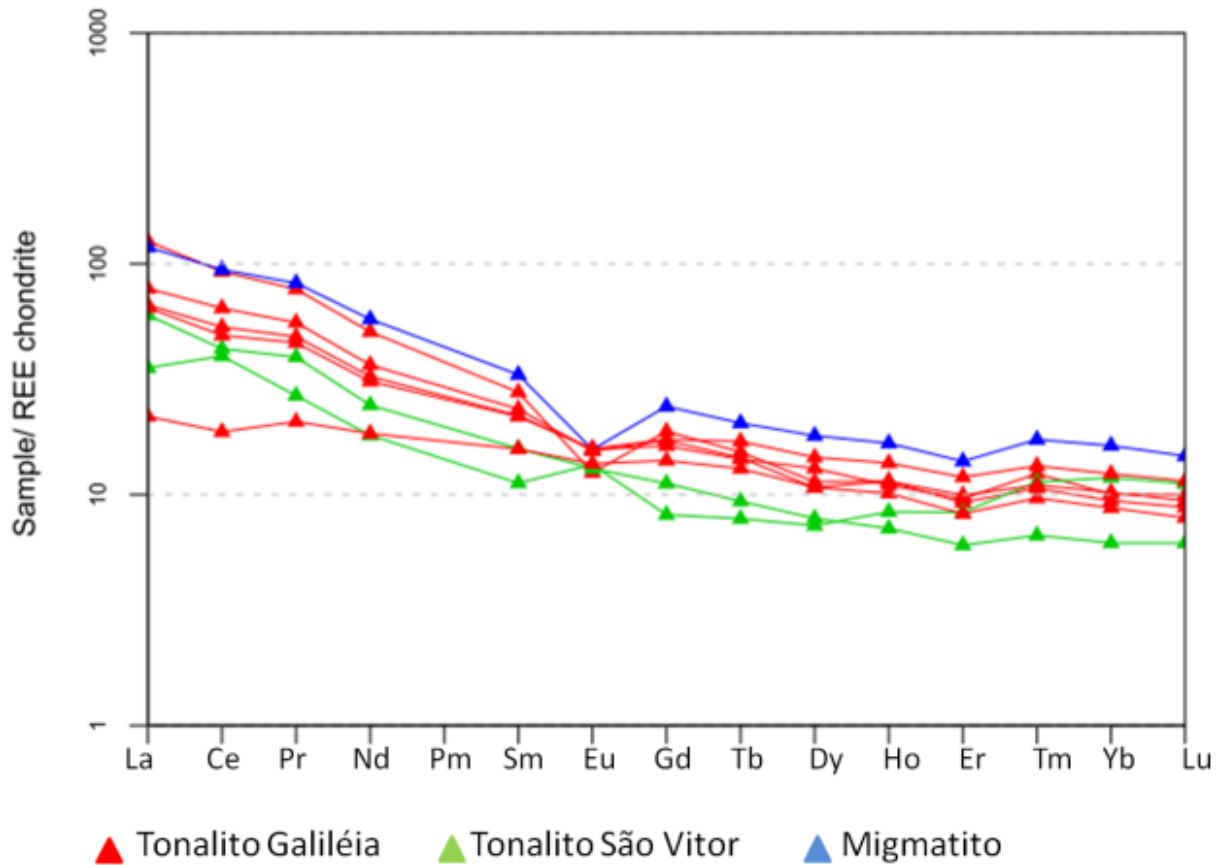


Figura 6. Padrão de ETR para as rochas da Suíte Galiléia normalizadas ao condrito de Nakamura (1974).

Os diagramas multielementares normalizados apresentam padrões mais compatíveis com a crosta média e principalmente, superior (Figura 7). Embora os diagramas sejam bastante regulares em algumas amostras ocorrem anomalias negativas em tório (Th), nióbio (Nb) e estrôncio (Sr) e positivas em potássio (K) e titânio (Ti).

LITOQUÍMICA DA SUÍTE GALILÉIA NA REGIÃO DE GALILÉIA E AFONSO PENA - MG

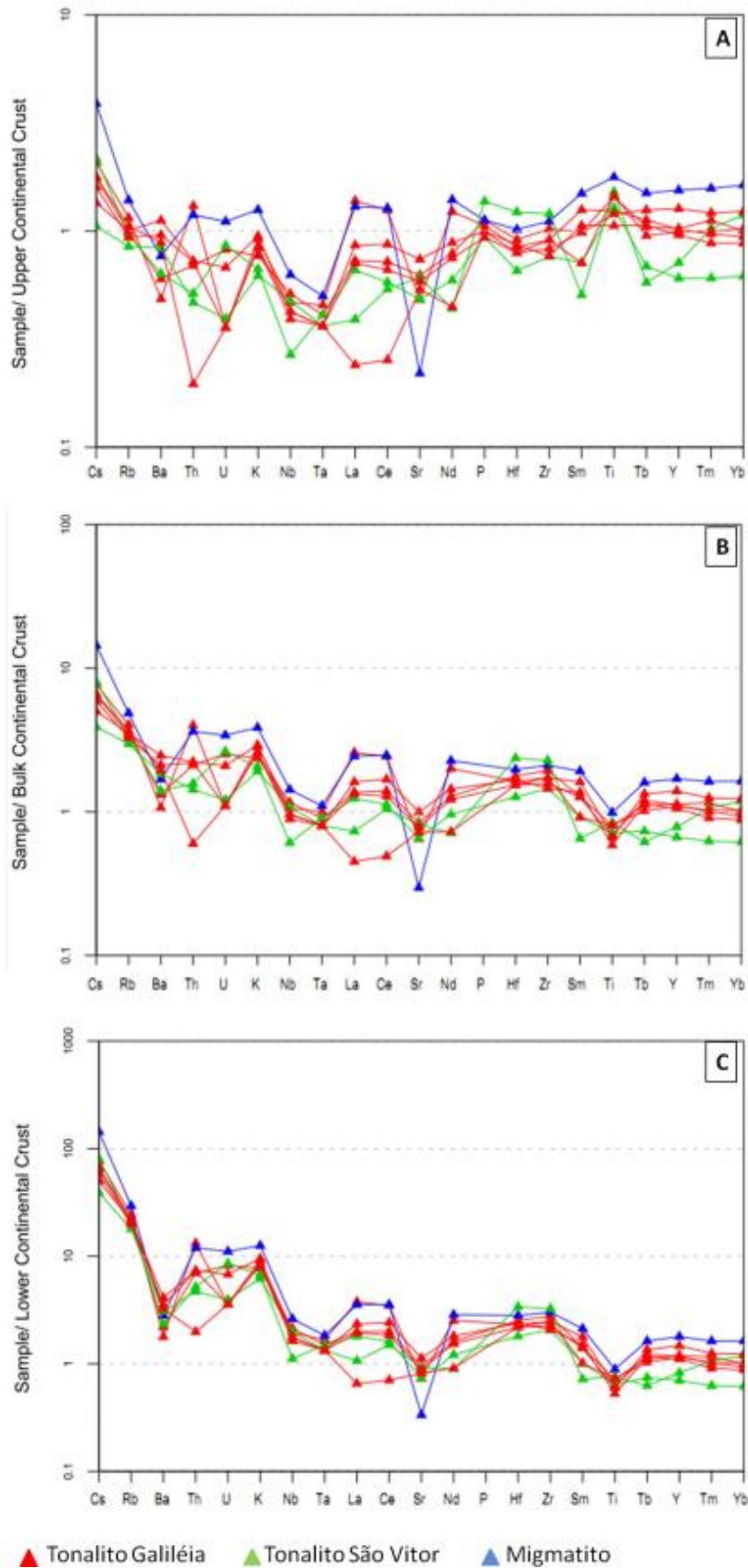


Figura 7. Padrão de ETR para as rochas da Suíte Galiléia normalizadas segundo os valores de Taylor & McLennan (1995) para crosta superior (Diagrama A), média (Diagrama B) e inferior (Diagrama C).

CONCLUSÃO

Os dados litogeoquímicos para as rochas da Suíte Galiléia revelam valores, de acordo com o índice de saturação em sílica, de rochas intermediárias (62,81% a 64,39%) a levemente ácidas (aproximadamente 66%). A classificação química de De La Roche et al. (1980) indica que as rochas são de composições graníticas, granodioríticas a tonalíticas. Segundo Chappel e White (1974), são derivadas de granitos tipo I, exceto pelas duas amostras do Tonalito São Vitor. Nos diagramas do tipo Harker, a correlação é dificultada pela quantidade reduzida de amostras e pela alta dispersão dos valores. Foram perceptíveis apenas os trends de correlação negativa dos elementos maiores Fe_2O_3 , MgO , MnO e TiO_2 . Segundo o diagrama de saturação em alumina, as rochas possuem caráter metaluminoso margeando o campo peraluminoso. De acordo com Batchelor & Bowden (1985), indicam similaridade com o magmatismo pré a sincolisional. Nos diagramas discriminantes de ambiente geotectônico de Pearce et al. (1984), mostram a compatibilidade os granitóides de arco vulcânico e o diagrama Nb versus Y confirma o caráter sin-colisional citado anteriormente. As rochas são condizentes com padrões de crosta média a superior com anomalias negativas em tório (Th), nióbio (Nb) e estrôncio (Sr) e positivas em potássio (K) e titânio (Ti). Os dados analíticos dos elementos terras raras (ETR) normalizados aos valores condríticos de Nakamura (1974), mostram diferenciação das rochas em torno de 10 a 100 vezes.

Na literatura não há menções à presença de rochas migmatíticas na Suíte Galiléia. Esse litotipo se restringe a um local neste estudo, então é provável que seja pertencente a outra unidade estratigráfica (talvez mais antiga?). A Suíte ainda carece de um mapeamento de maior detalhe e uma amostragem maior para os estudos petrográficos e geoquímicos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BARBOSA A. L. M., SAD J. H. G., TORRES N., MELO M.T.V. **Geologia das quadriculas Barra do Cuité e Conselheiro Pena, MG**, Relatório do Arquivo Técnico do DGM, 64, DNPM, Rio de Janeiro. 285p, 1964.

BATCHELOR R.A., BOWDEN P. **Petrogenetic interpretation of granitoids series using multicationic parameters**. Chem. Geol., **48**:43-55, 1985.

COELHO A. L. N. **Situação hídrico-geomorfológica da Bacia do Rio Doce com base nos dados da série histórica de vazões da estação de Colatina-ES**. Rev. Cami. Geog. **19**:56-79. 2006.

CHAPPELL B.W., WHITE A.J.R. **Two contrasting granites types**. Pacific Geology, **8**:173-174, 1974.

DE LA ROCHE, H. DE; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M. **A classification of volcanic a plutonic rocks using R1R2 diagram and major elements analyses, its relationships with current nomenclature**. Chem. Geol., v.29, p.183-210, 1980.

DUARTE B. P. et al. **Geologia e recursos minerais da folha Itaperuna SF.24-V-C-I, estado do Rio de Janeiro escala 1:100.000**. Belo Horizonte: CPRM; Mapa Geológico, escala 1:100.000 (série Geologia do Brasil), versão digital em CD-ROM, textos e mapas. 138 p, 2012.

LITOQUÍMICA DA SUÍTE GALILÉIA NA REGIÃO DE GALILÉIA E AFONSO PENA - MG

DRUMMOND N. F. Aspectos geológicos e mudanças de cor no quartzo hialino. Dissertação de mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, 65 p. 2009.

HEILBRON M., PEDROSA-SOARES A.C., CAMPOS NETO M., SILVA L.C., TROUW R.A.J., JANASI V.C. A Província Mantiqueira. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds.) **O Desvendar de um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo, Ed. Beca, cap. XIII, p. 203-234. 2004.

JIMÉNEZ F. A. C. **Caracterização geoquímica e geocronológica do embasamento mesoproterozóico da parte norte da serra de San Lucas (Colômbia)**. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 2012.

MENEZES R. C. L. et al. Geoquímica e geocronologia de granitos anarogênicos tonianos (ca. 914-899 Ma) da Faixa Araçuai no sul do estado da Bahia. *Rev. Geon.* Instituto de GeoCiências da UFMG. 20(1), 1-13, 2012.

NAKAMURA N. **Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites**. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38:757-775, 1974.

NALINI Jr. H. A. 1997. Caractérisation des suites magmatiques néoproterozoïques de la region de Conselheiro Pena et Galiléia (Mi-nas Gerais, Brésil). Etude géochimique et structurale des suites Galiléia et Urucum et relations avec les pegmatites à éléments rares associées. Ecole des Mines de Saint Etienne et Ecole des Mines de Paris. Tese de Doutorado. 237p.

NOCE, C.M., PEDROSA-SOARES, A.C., GROSSI-SAD, J.H., BAARS, F.J., GUIMARÃES, M.V., MOURÃO, M.A.A., OLIVEIRA, M.J.R. & ROQUE, N.C. **Nova Subdivisão Estratigráfica Regional do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuai: O Registro de uma Bacia Neoproterozóica**. *Boletim do Núcleo Minas Gerais-Sociedade Brasileira de Geologia*, 14: 29-31. 1997.

PEARCE, J. A., HARRIS, N. W. & TINDLE, A. G.. **Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks**. *Journal of Petrology* 25, 956–983, 1984.

PEDROSA SOARES A.C. & WIEDEMANN-LEONARDOS C.M. Evolution of the Araçuai Belt and its connection to the Ribeira Belt, eastern Brazil. In: Cordani U. (ed.). **Tectonic evolution of South America**, 31st IGC, p. 265-285. 2000.

PEDROSA-SOARES, A.C., PINTO, C.P., NETTO, C., ARAUJO, M.C., CASTAÑEDA, C., ACHTSCHIN, A. B. & BASÍLIO, M.S. A Província Gemológica Oriental do Brasil. In: C. Castañeda, J.E. Addad & A. Liccardo (eds), **Gemas de Minas Gerais. Belo Horizonte**, Sociedade Brasileira de Geologia-Núcleo Minas Gerais, p.1633. 2011.

SANTOS J. X. et al. **Geoquímica e geocronologia de granitóides tipo A da região de Cocalinho, leste do estado de Mato Grosso**. *Rev. Bras. Geoc.* 39(2): 199-212, 2009.

SHAND S. J. **Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore Deposits with a Chapter on Meteorite**. New York: John Wiley & Sons, 1943.

TAYLOR S. R., and McLennan S. M. **The geochemical evolution of the continental crust.** Rev. Geophys. 33,241–265, 1995.

TUPINAMBÁ M., HEILBRON M., DUARTE B. P., NOGUEIRA J. R., VALLADARES C. S., ALMEIDA J., SILVA L. G. E., MEDEIROS S. R. ALMEIDA C. G., MIRANDA A., RAGATKY C. D., MENDES J., LUDKA I. **Geologia da Faixa Ribeira setentrional: estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí.** Geonomos, v. 15, n. 1, p. 67-79, 2007.

Vieira, V. S. Geoquímica do maciço de Lagoa Preta, MG/ES: exemplo de plutonismo em domínio de arco magmático. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. 1997.

VIEIRA, V. S. **Significado do Grupo Rio Doce no Contexto do Orógeno Araçuaí.** Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 2007.

Capítulo 4

ASPECTOS LITOESTRUTURAIS DE DIQUES MÁFICOS NO SUL DO ESTADO DO ESPÍRITO SANTO

Raíssa Santiago Mendes¹, Mirna Aparecida Neves², Edgar Batista de Medeiros Júnior³

RESUMO. Os processos de fragmentação do Gondwana e abertura do Oceano Atlântico Sul foram acompanhados por intenso magmatismo durante o Cretáceo Inferior, sendo representado por derrames basálticos da Formação Serra Geral, na Bacia do Paraná, pelo embasamento das bacias costeiras da Margem Continental Brasileira e por enxames de diques básicos, no Sudeste do Brasil. Diques básicos também ocorrem dispersos na porção Sudoeste do Estado do Espírito Santo e foram alvos desta pesquisa, que buscou informações para o entendimento da evolução geológica regional. Os diques possuem orientação preferencial NW-SE, com exceção do dique Muqui, que possui direção NE-SW, e do dique Itaoca, que tem direção NNE-SSW. As ocorrências compõem dois grupos separados por suas características petrográficas e estruturais. O primeiro grupo é integrado pelos diques Castelo, Muqui, Itaoca e Jerônimo Monteiro, que são intensamente afetados por estruturas rúpteis, compostos por fenocristais de plagioclásio, augita e olivina com textura predominantemente subofítica. Os diques Itaici e Santa Angélica compõem o segundo grupo, não são afetados por estruturas rúpteis e são compostos por plagioclásio, augita e minerais secundários com textura intergranular. Esses dois grupos pertencem a duas gerações de diques, oriundos de diferentes eventos magmáticos.

PALAVRA-CHAVE. Enxame de diques; fase rifte; estrutura rúptil e dúctil.

INTRODUÇÃO

Diques máficos ocorrem em uma ampla variedade de configurações geológicas e tectônicas e seu estudo detalhado é imprescindível para a compreensão de diversos eventos geológicos. Frequentemente, marcam eventos de extensão crustal e são indicadores importantes de eventos de estabilização da crosta terrestre, reconstrução e dispersão de supercontinentes e interação crosta-manto. Além disto, desempenham um papel significativo no processo de delimitação das províncias basálticas da crosta terrestre e fornecem chaves para decifrar eventos de evolução crustal (SRIVASTAVA, 2011).

O tectonismo mesocenoico que atuou na Plataforma Sul-Americana a partir do Cretáceo é caracterizado, na região Sudeste do Brasil, por deformação rúptil, que provocou a fragmentação do Gondwana e abertura do Oceano Atlântico Sul. Parte desse processo foi

¹Programa de Pós-graduação em Geologia e Centro de Pesquisas Manoel Teixeira da Costa, Departamento de Geologia, Campus Pampulha, Universidade Federal de Minas Gerais - Belo Horizonte, MG, Brasil.

²Departamento de Geologia, Universidade Federal do Espírito Santo (CCENS-UFES) - Alegre, ES, Brasil.

³Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto - Ouro Preto, MG, Brasil.

ASPECTOS LITOESTRUTURAIS DE DIQUES MÁFICOS NO SUL DO ESTADO DO ESPÍRITO SANTO

acompanhada por intenso magmatismo durante o Cretáceo Inferior, sendo representado por derrames basálticos da Formação Serra Geral, na Bacia do Paraná, pelo embasamento das bacias costeiras da Margem Continental Brasileira e por enxames de diques básicos, no Sudeste do Brasil (RENNEET al., 1996).

Os diques tendem a ser paralelos ou a se encaixarem em estruturas rúpteis como falhas e juntas, que se manifestam regionalmente na área continental como grandes lineamentos geomorfológicos. Tais lineamentos são importantes na estruturação geológica regional, controlando o arcabouço do embasamento pré-cambriano e a formação e deformação das bacias sedimentares costeiras, podendo atuar como marcadores na datação relativa de estruturas geológicas.

Autores como Novais et al. (2004) e Valente et al. (2009) relatam a ocorrência de diques de diabásio ao longo da Faixa Colatina, no norte do Estado, e sua relação com a tectônica rúptil que atuou na Plataforma Sul-americana. Essa faixa é uma feição tectônica originada possivelmente no Proterozoico Superior e tem direção geral N10-25W. Os diques encontrados nessa região são intrusões subparelelas à direção da faixa. Dados geocronológicos (Ar-Ar), como os dos autores Teixeira & Rodarte (2003), indicaram idade de $128 \pm 1,4$ Ma, relacionando-os às atividades magmáticas do Cretáceo, possivelmente associadas à fragmentação do Gondwana e posterior abertura do Oceano Atlântico Sul.

O trabalho aqui apresentado tem como objetivo a descrição dos diques máficos no Sul do Estado do Espírito Santo. Os dados foram gerados no trabalho de conclusão de curso da primeira autora, pesquisa que teve continuidade com o desenvolvimento de sua dissertação de mestrado. Assim, detalhamentos desse estudo, com dados geoquímicos e isotópicos, podem ser encontrados em Mendes (2017) e serão em breve publicados em artigo científico.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área está localizada na porção sudoeste do Estado do Espírito Santo e abrange os municípios de Castelo, Muqui e Jerônimo Monteiro e os distritos de Itaoca Pedra, Santa Angélica e Itaici pertencentes aos municípios de Cachoeiro de Itapemirim, Alegre e Muniz Freire, respectivamente (Figura 1). Dista cerca de 202 km da capital do ES, Vitória, e o acesso pode ser feito pela BR-101 sul e ES-482. Já o acesso à área a partir da cidade de Alegre é feito principalmente pela rodovia ES-482 rumo às localidades de ocorrência dos diques. Também podem ser utilizadas rodovias adjacentes a esta, como para Castelo, aonde se chega pela rodovia ES-186 e para Muqui, pela rodovia ES-177 (Figura 1).

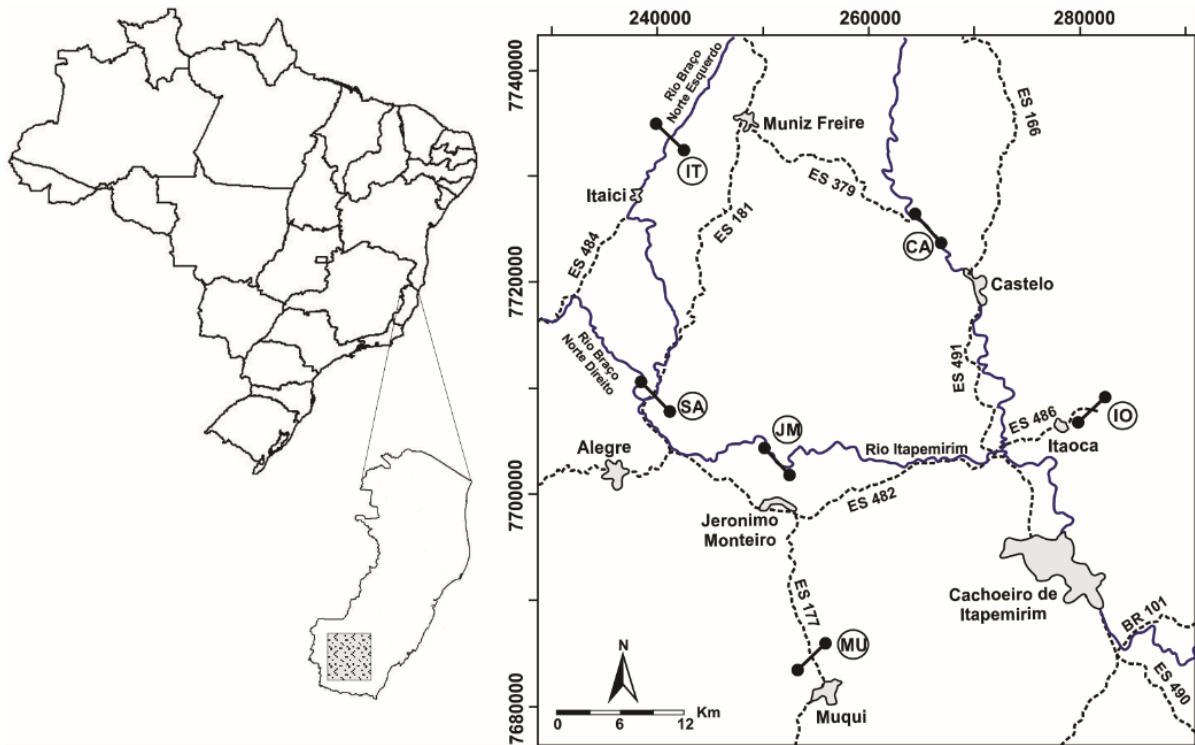


Figura 1. Localização e vias de acesso à área de estudo (CA - dique Castelo; JM- dique Jerônimo Monteiro; UM - dique Muqui; IO- dique Itaoca; SA – dique Santa Angélica; IT- dique Itaici).

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de estudo está inserida na porção interna do Orógeno Araçuaí, situada no segmento setentrional da Província da Mantiqueira (Heilbron et al., 2004), englobando um conjunto de componentes geotectônicos que caracterizam um orógeno colisional sucessor de um orógeno acrescionário de margem continental ativa. Estes componentes são, por exemplo, depósitos de margem passiva, lascas ofiolíticas, zona de sutura, arco magmático, granitos sin-colisionais e plutonismo pós-colisional (PEDROSA-SOARES et al., 2007).

Segundo Pedrosa-Soares et al. (2011), o magmatismo no Orógeno Araçuaí compreende quatro estágios evolutivos: (i) pré-colisional, representado pela Supersuíte G1 (630-580 Ma); (ii) sin-colisional, representado por rochas da Supersuíte G2 com leucogranitos com granada (585-565 Ma); (iii) tardi-colisional, representado pela Supersuíte G3 (565-535 Ma) são leucogranitos resultado da fusão autóctone e parautóctone da suíte G2; (iv) pós-colisional, marcado por granitogênese oriunda do colapso gravitacional, representados pelas Supersuities G4 e G5 (530-490 Ma). A supersuíte G4 é composta por granitos que, localmente, preservam cúpulas de granito pegmatoide ou raízes de biotita granito (Pedrosa-Soares et al., 2007). As rochas da supersuíte G5 são plútons zonados com evidências de mistura magmática (*mingling e mixing*). Possuem foliação de fluxo ígneo bem marcado e composição granítica a charno-enderbíticas além de termos noríticos e gabróicos (PEDROSA-SOARES & WIEDEMANN-LEONARDOS, 2000; PEDROSA-SOARES et al., 2001). Na área de estudo ocorrem vários corpos granitoides da fase pós-colisional atribuídos à suíte granítica G5 (HEILBRON et al., 2004). A suíte G5 é caracterizada por diápiros inversamente zonados de composição gabróica a granítica (PEDROSA-SOARES et al., 2001).

ASPECTOS LITOESTRUTURAIS DE DIQUES MÁFICOS NO SUL DO ESTADO DO ESPÍRITO SANTO

Durante toda a orogenia, as zonas de cisalhamento de alto ângulo estiveram ativas, inclusive durante o empilhamento de blocos em colisão, em sincronia com a acomodação regional (PEDROSA-SOARES & WIEDEMANN-LEONARDOS, 2000). A zona de cisalhamento mais importante da região é o Lineamento Guaçuí, de direção NE-SW.

A unidade litológica que constitui o embasamento pré-cambriano da área é o Complexo Paraíba do Sul (Figura 2), que se estende descontinuamente desde o Orógeno Ribeira até o Araçuaí (HEILBRON et al., 2004). Compreende uma sucessão de rochas metapsamíticas e metapelíticas intercaladas por rochas calciossilicáticas, gnditos, quartzitos, mármore e rochas metamáficas. A ocorrência de mármore distingue esta unidade dos domínios Andrelândia e Juiz de Fora, os quais incluem quartzitos e, mais raramente, calciossilicáticas (SILVA, 1993; HEILBRON et al., 2004).

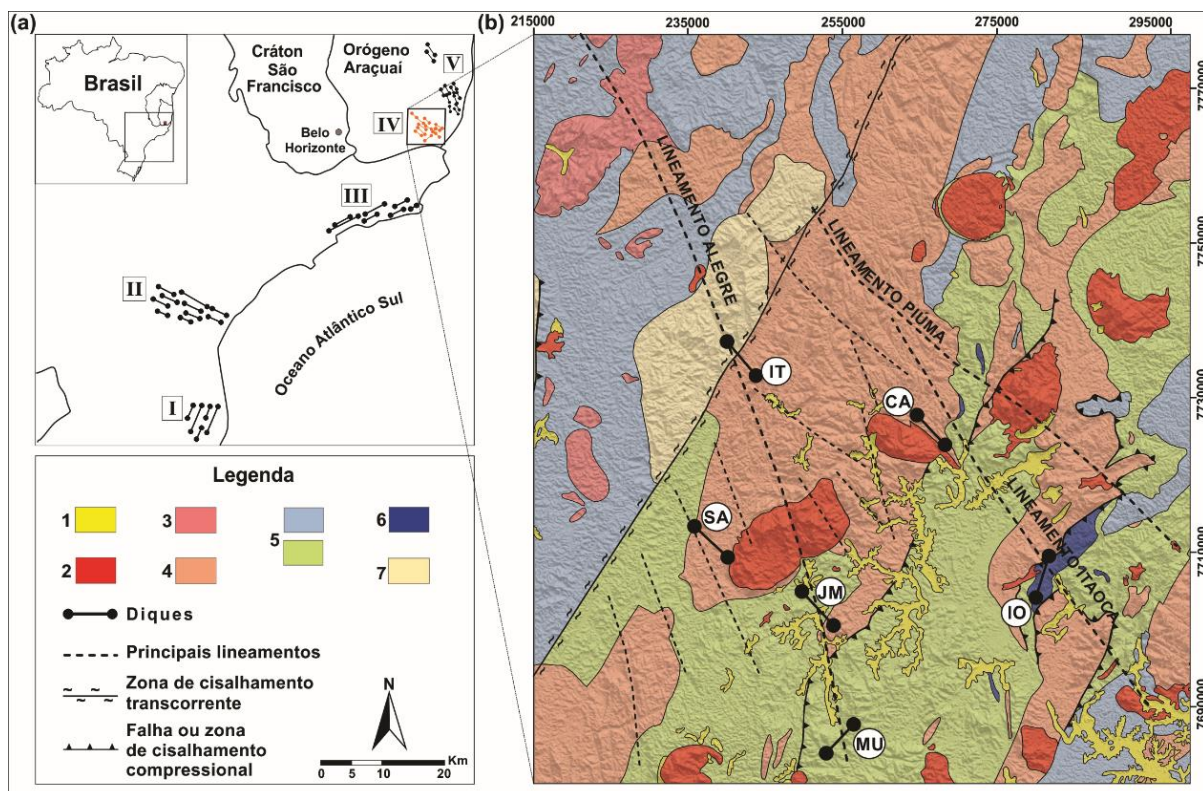


Figura 2. Contexto geológico da área. (a) Principais enxames de diques máficos na costa do Sul e Sudeste do Brasil: (I) Enxame de dique de Florianópolis; (II) Enxame de dique do Arco de Ponta Grossa; (III) Enxame de dique da Serra do Mar; (IV) diques básicos no sul do Espírito Santo; (V) diques básicos no lineamento Colatina. (b) Mapa geológico simplificado (modificado de Silva, 1993). (1) Cobertura sedimentar - depósitos aluviais não consolidados (Cenozoico); (2) Supersuíte G5 - granitoides intrusivos ácidos, intermediários e básicos (Cambriano, tardi a pós-colisional); (3) Granitoide com pouca foliação, peraluminoso, cálcio-alcalino, alto K, S (Ediacarano, sin a tard-colisional); (4) Supersuíte G1 - Granitoides foliados a gnaisses metaluminosos, cálcio-alcalinos, tipo I (Ediacarano, pré a sin-colisional); (5) Grupo Rio Doce - Formação Palmital do Sul: biotita xisto com intercalações de metavulcânicas; Grupo Italva - grupo metavulcanossedimentar; Grupo Bom Jesus do Itabapoana (Ediacarano, pré-colisional); (6) Lentes de mármore (Ediacarano); (7) Complexo Serra do Valentim - Noritos, enderbites, charnockitos e charno-enderbites (Riacciano). Diques: IT - Itaici; SA - Santa Angélica; JM - Jerônimo Monteiro; MU - Muqui; CA - Castelo; IO - Itaoca.

MAGMATISMO BÁSICO MESOCENOZÓICO

A reativação Sul-Atlantiana (ALMEIDA et al., 1986), responsável pela fragmentação do Gondwana e pela abertura do Oceano Atlântico Sul, iniciou durante o Cretáceo Inferior (137 Ma) como consequência de uma extensão litosférica possivelmente associada à influência da pluma mantélica de Tristão da Cunha (CHANG et al., 1992; MOHRIAK et al., 2002).

Este estágio, correspondente à fase rifte, foi assinalado por abatimentos da crosta com formação de estruturas extensionais, que deram origem às bacias da margem continental brasileira. Além da formação das bacias, o processo de rifteamento foi acompanhado por intenso magmatismo toleítico e alcalino (ALMEIDA et al., 1996).

O magmatismo toleítico, de idade Neojurássica-Eocretácica gerou diques de diabásio e derrames basálticos (ALMEIDA et al., 1996). Os diques compõem enxames que registram os movimentos extensionais iniciais da ruptura do Gondwana e estão situados no Estado do Espírito Santo (com direção principal NW-SE), entre São Paulo e Rio de Janeiro (com direção principal NE-SW), em Florianópolis (principalmente na direção NE-SW) e no Arco de Ponta Grossa (orientados principalmente a NW-SE) (DECKART et al., 1998) (Figura 2a).

No Paraná, o enxame de diques básicos de Ponta Grossa inclui centenas de diques, compostos principalmente por basaltos e raramente por andesitos e riolitos (RENNE et al., 1996). Concentram-se em uma faixa NW-SE coincidente com o Arco de Ponta Grossa, cujo desenvolvimento foi do Paleozoico até o início do Jurássico. Dados químicos e isotópicos revelaram que estes diques não sofreram significativos processos de contaminação crustal, com razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i < 0,7060$ (PICCIRILLO et al., 1990). Através de dados geocronológicos e químico-estratigráficos, identificaram que o pulso magmático é distintamente mais jovem do que o vulcanismo sul da Bacia do Paraná datado em 133 ± 1 Ma e quase contemporâneo com fluxos do centro da Bacia do Paraná, bem como as inundações vulcânicas de Etendeka, na Namíbia, que se inserem na faixa de 133-131 Ma (RENNE et al., 1996).

O Enxame de Diques de Florianópolis está exposto ao longo da região costeira de Santa Catarina, sendo a maioria dos diques de orientação NNE-SSW (MARQUES et al., 2003; TOMAZZOLI e LIMA, 2006). Os diques intrudem granitos pós-colisionais neoproterozóicos relacionados com tectonismo de caráter transcorrente. Os contatos entre os diques máficos e os granitos hospedeiros são geralmente abruptos e regulares, mas podem ser localmente irregulares e difusos. Estudos geoquímicos mostram que o Enxame de Diques de Florianópolis é composto principalmente por basaltos (MARQUES et al., 1993), em grande maioria de alto- TiO_2 ($\text{TiO}_2 > 3\%$) (MARQUES, 2001). Florisbal et al. (2014), a partir de dados de isótopos U-Pb, interpretaram que o principal período de colocação dos diques é de curta duração e ocorreu em aproximadamente 134 Ma.

O Enxame de Diques da Serra do Mar ocorre ao longo da região costeira dos Estados de São Paulo, Rio de Janeiro e uma parte do Espírito Santo, com direção predominante N40-50°E (ALMEIDA, 1996). O enxame compreende essencialmente uma suíte de alto- TiO_2 ($\text{Ti/Y} > 310$; Valente et al., 1998) e uma suíte subordinada de baixo- TiO_2 ($\text{Ti/Y} < 310$; Monteiro e Valente, 2003). Dados geoquímicos de rocha total e isotópicos indicaram que os diques alto- TiO_2 evoluíram essencialmente por AFC (assimilação concomitante com cristalização fracionada) em diferentes graus de contaminação (MARQUES e ERNESTO, 2004; CORVAL, 2005) e que estes magmas estão associados a uma fonte predominantemente astenosférica e composicionalmente similar à pluma de Tristão da Cunha (VALENTE et al., 2007).

Na Bacia do Espírito Santo, Novais et al. (2004) destacam que os diques básicos que ocorrem nas proximidades da cidade de Vitória (ES) coincidem com o alinhamento de sequências sedimentares ao longo de falhas normais de direção N-S e NNW-SSE.

ASPECTOS LITOESTRUTURAIS DE DIQUES MÁFICOS NO SUL DO ESTADO DO ESPÍRITO SANTO

São compostos por basaltos e andesito-basaltos, cujos dados geocronológicos (Ar-Ar) de Teixeira e Rodarte (2003) indicam idade de $128 \pm 1,4$ Ma.

MATERIAIS E MÉTODOS

Foram coletadas e preparadas amostras de seis ocorrências de diques básicos, nomeados de acordo com as localidades onde afloram. As amostras foram coletadas nas bordas e na porção central dos diques com o intuito de observar variações de textura e composição (Figura 3).

Os dados estruturais coletados em campo foram analisados no *software RockWorks15*. A partir destas amostras, 13 lâminas foram confeccionadas para auxiliar na descrição mineralógica, textural e estrutural das rochas.

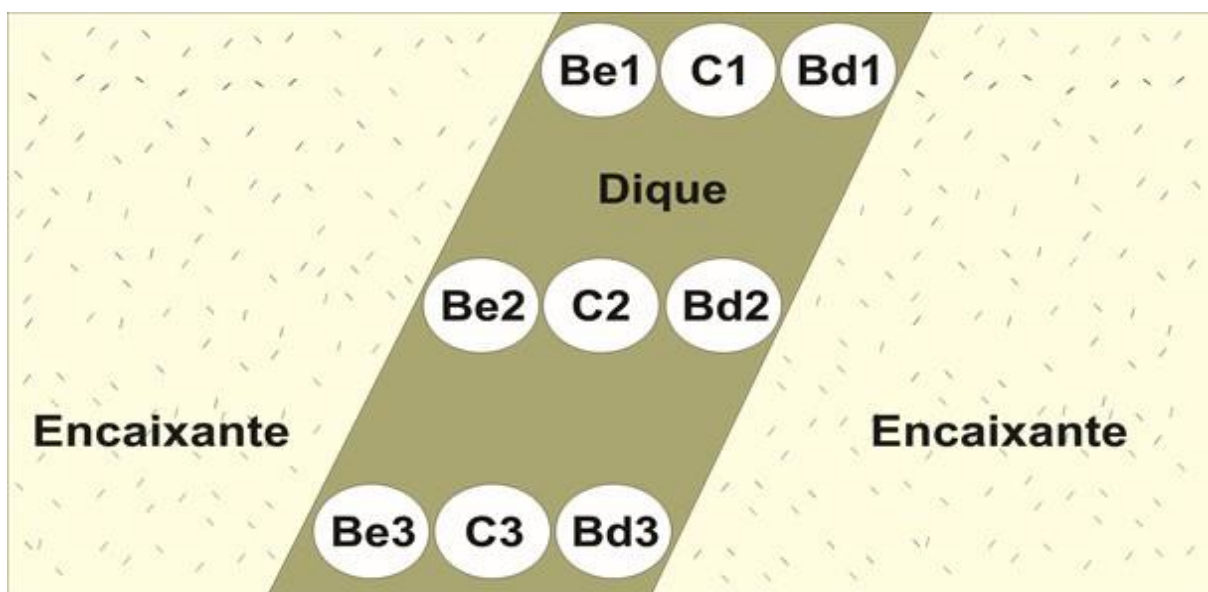


Figura 3. Estratégia de amostragem utilizada. Sempre que possível foram coletadas amostras das bordas e do centro de cada dique. Be – Borda esquerda (repetições 1, 2 e 3); Bd – Borda direita (repetições 1, 2 e 3); C – Centro (repetições 1, 2 e 3).

RESULTADOS E DISCUSSÃO

CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DA ÁREA

Lineamentos

Ocorrem na área lineamentos estruturais de direção NW-SE e NNW-SSE, como os lineamentos Alegre, definido por Calejari et al. (2016), Piúma, detalhado por Lourenço et al. (2016) e Itaoca, ainda não estudado. Em imagem aérea, na escala de observação de 1:250.000, os lineamentos de direção NE-SW se destacam tanto em relação à frequência (Figura 4a) quanto em relação ao comprimento acumulado (Figura 4b). No quadrante NW, as direções são mais dispersas, mas existe um conjunto de lineamentos mais persistente de direção NNW-SSE.

Os mapas de lineamentos separados por intervalos de direção (Figura 5) evidenciam os *trend*s estruturais mais importantes observados nos diagramas de rosetas (NE-SW e NNW-SSE) e mostram a importância também da direção NW-SE.

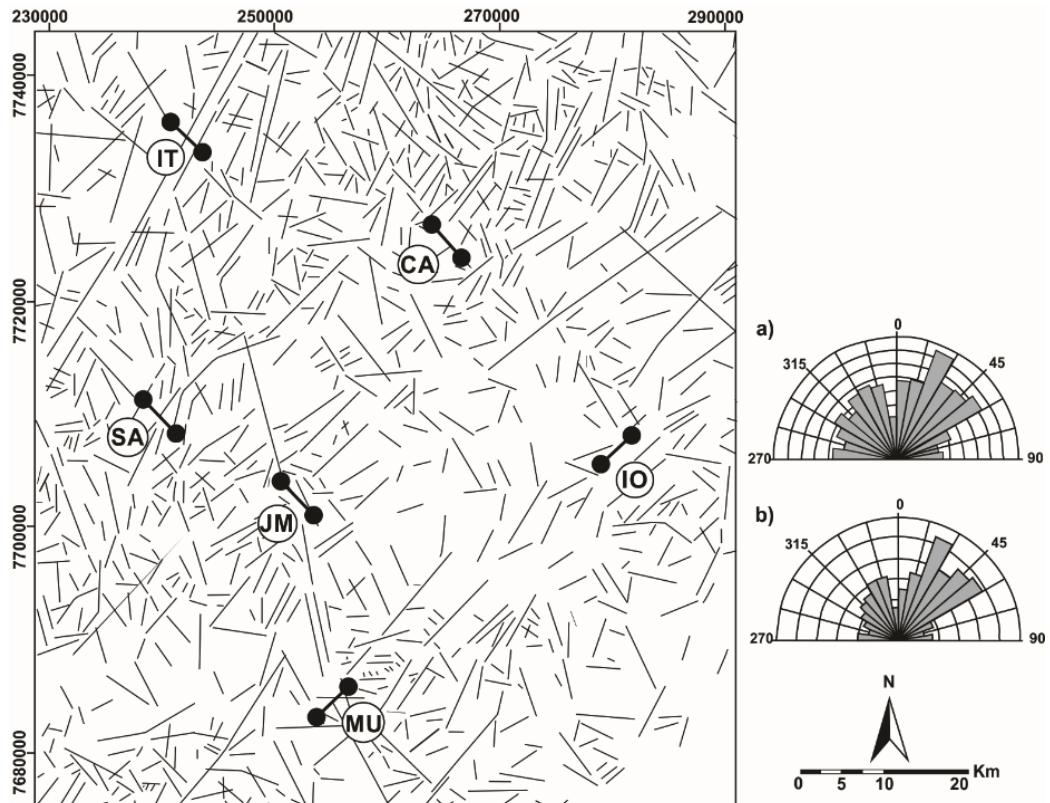


Figura 4. Mapa de lineamentos e diagramas de roseta (a) de frequência acumulada e (b) de comprimento acumulado ($n = 952$).

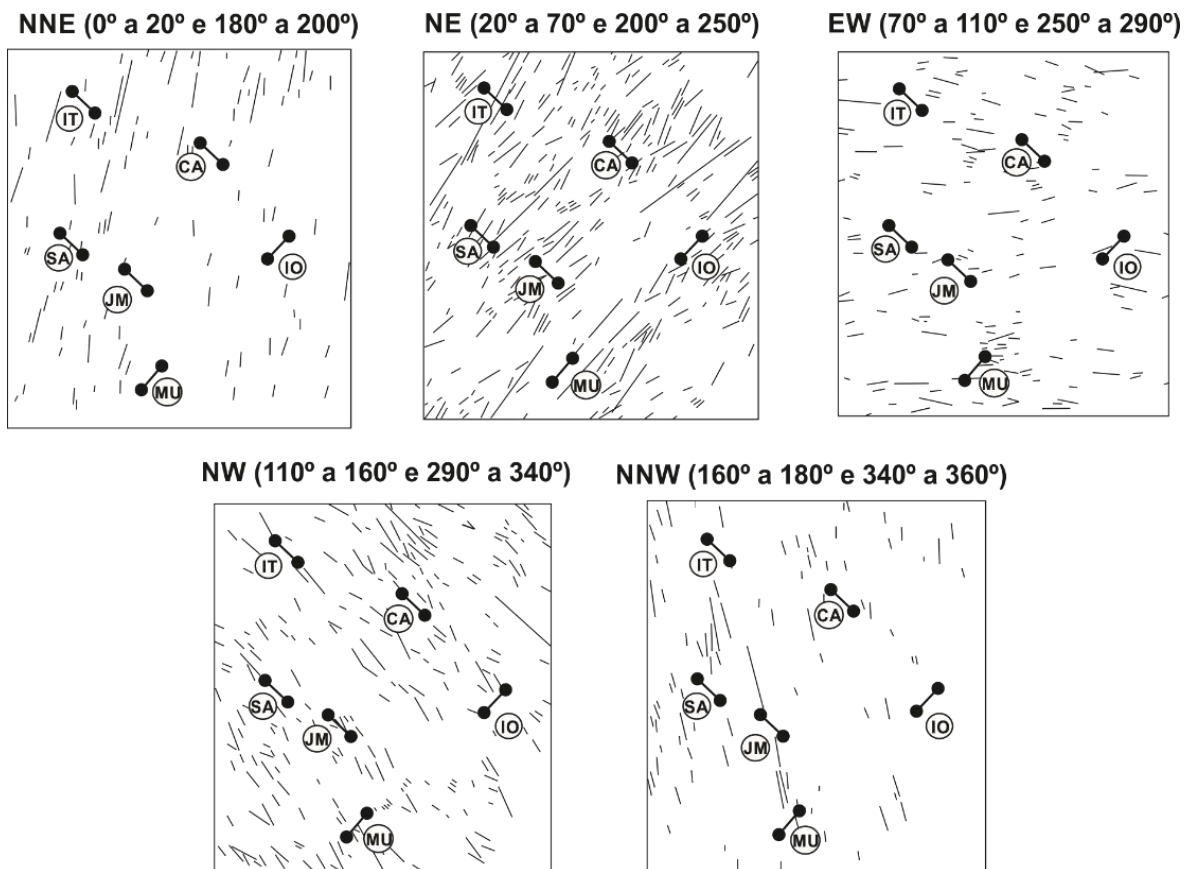


Figura 5. Lineamentos separados por intervalos de azimuth e localização dos diques estudados.

ASPECTOS LITOESTRUTURAIS DE DIQUES MÁFICOS NO SUL DO ESTADO DO ESPÍRITO SANTO

Estruturas em escala de afloramento

A direção principal da foliação presente nas encaixantes dos diques é NE-SW, com alto a médio ângulo de mergulho para SE. Também há um conjunto de foliação de direção NW-SE, com alto ângulo de mergulho para SW (Figura 6a). A foliação de médio ângulo relaciona-se com o evento colisional do Ciclo Brasileiro e a de alto ângulo corresponde às zonas de cisalhamento tardias, conforme já constatado na literatura.

As juntas nas encaixantes, assim como as foliações, são de extrema relevância neste estudo devido ao controle que exercem na colocação dos diques. O padrão das juntas medidas nas rochas hospedeiras mostra duas famílias principais, uma com direção NE-SW subvertical e a outra com direção WNW-ESE, também subvertical. Subordinadamente, ocorre uma família N-S e outra, menos frequente, E-W (Figura 6b). Esse padrão de distribuição se repete nos diques básicos, onde apenas a família N-S está ausente (Figura 6c).

Figura 6. Estereogramas (a) da foliação, (b) das juntas medidas nas encaixantes e (c) das juntas nos diques básicos (projeção polar em semiesfera inferior, n = número de medidas).

DESCRIÇÃO MESOSCÓPICA DOS DIQUES

Os diques máficos estudados neste trabalho são compostos por rocha holocristalina afanítica, com estrutura maciça e coloração cinza-escuro a preta, por vezes com tonalidades vermelha a marrom, devido à ação intempérica. O contato dos diques com as rochas encaixantes é abrupto, com exceção dos diques Santa Angélica e Itaici, onde os contatos são sinuosos, acompanhando a foliação das rochas que intrudem.

Dique Castelo

O dique Castelo possui direção N60°W e é subvertical. Sua espessura média é de 2,5 metros e, embora não seja contínuo, aflora ao longo de aproximadamente 300 metros de comprimento (Figura 7).

A encaixante é um gnaiss migmatítico, com veios de quartzo e feldspato discordantes da foliação. A foliação tem direção principal NW-SE com mergulho de alto ângulo para SW a subvertical (Figura 7d). As juntas na encaixante têm direção principal NE-SW subvertical e, subordinadamente, N-S com mergulho de alto ângulo para E (Figura 7e).

O dique encontra-se bastante fraturado e é afetado por duas famílias de juntas, uma de direção principal NE-SW mergulhando com alto ângulo para NW a subvertical e outra família de direção NW-SE a WNW-ESE com mergulho de alto ângulo a subvertical (Figura 7f). Observa-se juntas de resfriamento próximo ao contato com a encaixante (Figura 7b).

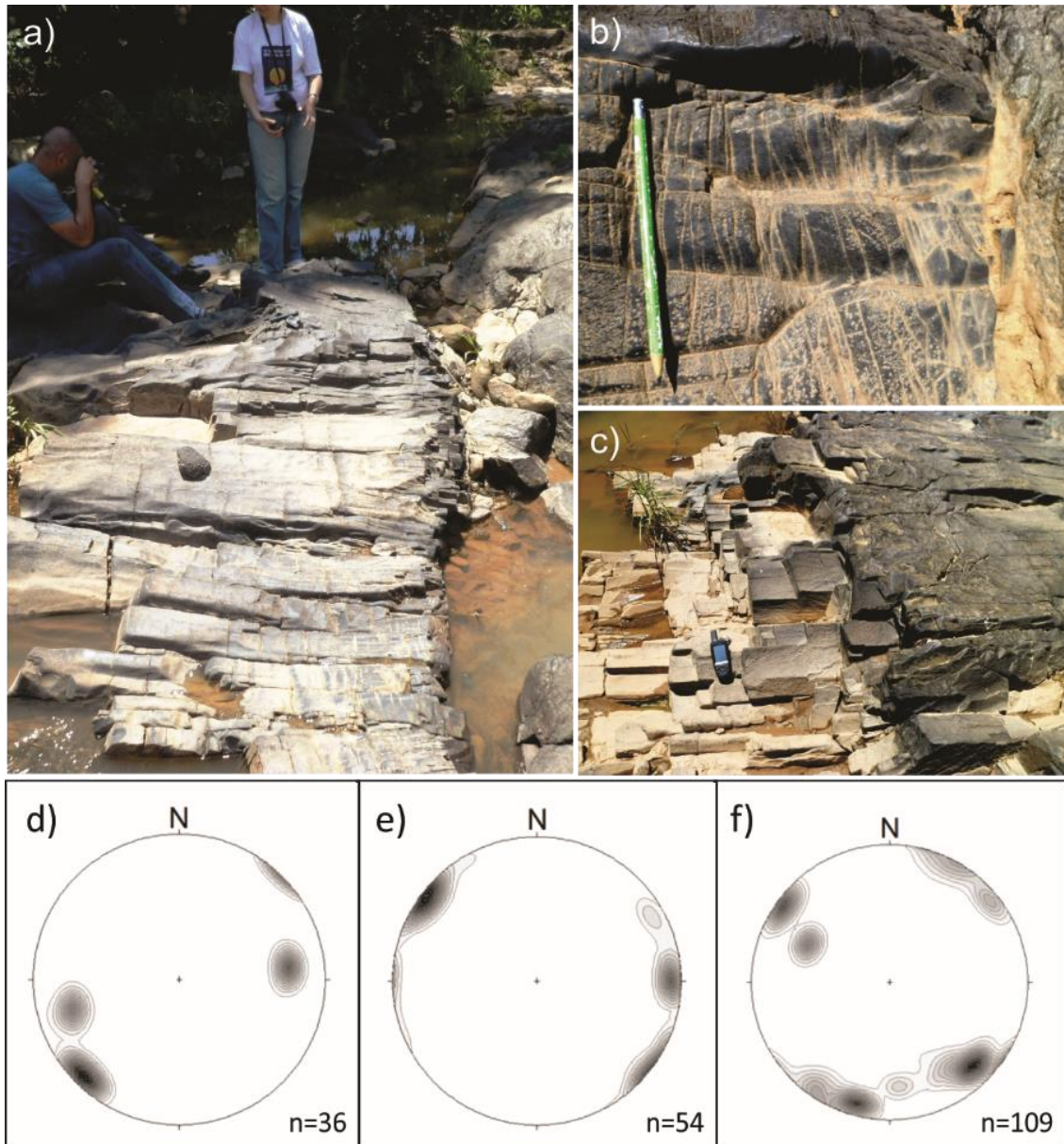


Figura 7. (a) Dique Castelo com (b) juntas de resfriamento e suas famílias de (c) juntas. Estereogramas (d) da foliação e (e) das juntas da encaixante do dique Castelo; (f) das juntas do dique Castelo (projeção polar em semiesfera inferior).
Dique Jerônimo Monteiro

Três diques afloram neste ponto, o principal possui direção $N40^{\circ}W$ e os outros dois são $N20^{\circ}W$ e $N45^{\circ}W$, todos eles subverticais. O dique maior tem espessura média de 3,3 metros e aflora ao longo de 6 metros de extensão. Os outros dois diques são menores, compondo duas ramificações de um mesmo dique, com extensão observada de 3,0 metros de comprimento por 0,8 a 0,5 metros de espessura (Figura 8).

A rocha encaixante possui foliação incipiente marcada pela biotita, com direção principal NE-SW e mergulho de médio a baixo ângulo para SE (Figura 8d e e).

O dique está bastante fraturado (Figura 8b), com uma família principal de direção NW-SE subvertical (Figura 8f). Outras famílias importantes possuem direção WNW-ESE mergulhando com alto ângulo para SW e NNE-SSW com alto ângulo de mergulho para ENE. Subordinadamente, ocorre uma família ENE-WSW subvertical (Figura 8f). Também são observadas juntas de resfriamento próximo ao contato com a encaixante.

ASPECTOS LITOESTRUTURAIS DE DIQUES MÁFICOS NO SUL DO ESTADO DO ESPÍRITO SANTO

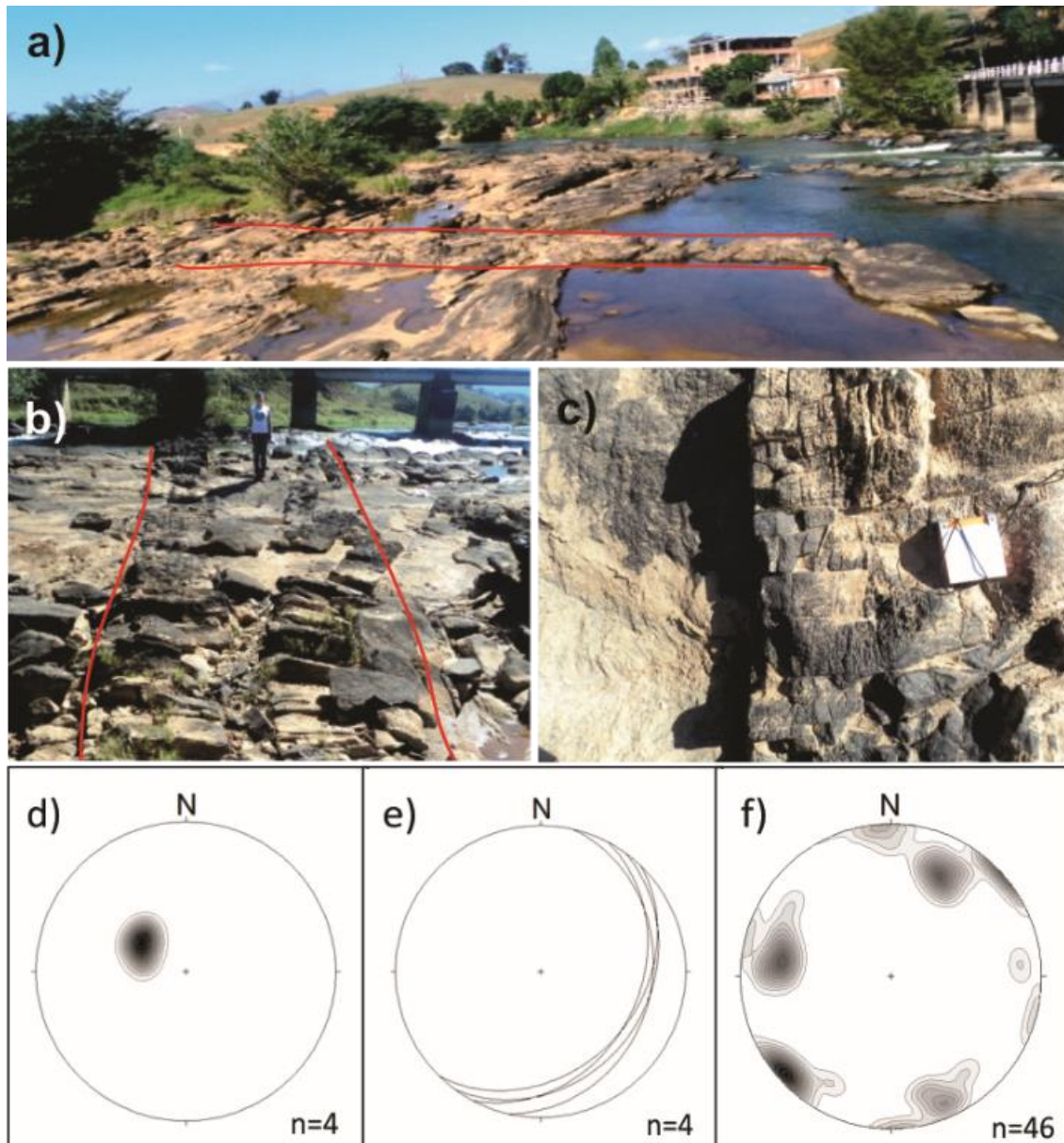


Figura 8. (a) e (b) Dique Jerônimo Monteiro com (c) contato abrupto com a encaixante. Estereogramas (d) e (e) da foliação da encaixante do dique Jerônimo Monteiro (projeção polar e ciclográfica na semiesfera inferior) e (f) das juntas do dique Jerônimo Monteiro (projeção polar em semiesfera inferior).

Dique Muqui

O afloramento possui dois diques, ambos com atitude $N30^{\circ}E/75^{\circ}SE$, sendo o maior com espessura de 1,5 metros e o menor com 0,50 metros (Figura 9a). Em amostra de mão, observa-se que o dique de menor espessura apresenta granulação mais fina do que o dique principal. A encaixante é um granito com foliação incipiente de direção principal NE-SW com mergulho de alto ângulo para SE (Figura 9d e e).

As juntas da encaixante têm direção principal ENE-WSW mergulhando com alto ângulo para SE e direção secundária NW-SE com mergulho de médio ângulo para SE (Figura 9f). Algumas juntas, preenchidas por quartzo e feldspato, possuem atitudes $N55^{\circ}E/50^{\circ}NW$ e $N30^{\circ}W/50^{\circ}SW$ (Figura 9c). O dique Muqui, assim como o dique Castelo, encontra-se bastante fraturado e é afetado por duas famílias principais de juntas, uma NW-SE mergulhando com médio ângulo para SE e a outra com direção NE-SW a NNE-SSW subverticais (Figura 9g).



Figura 9. (a) Dois diques de espessuras diferentes bastante (b) fraturados, sendo a encaixante com (c) juntas preenchidas por quartzo e feldspato. Estereogramas (d) e (e) da foliação (projeção polar e ciclográfica na semiesfera inferior) e (f) das juntas da encaixante do dique Muqui; e (g) das juntas do dique Muqui (projeção polar em semiesfera inferior).

ASPECTOS LITOESTRUTURAIS DE DIQUES MÁFICOS NO SUL DO ESTADO DO ESPÍRITO SANTO

Dique Itaoca

O dique Itaoca possui direção N15°E/75°NW (Figura 10a). O afloramento revela a presença do dique ao longo de 5 metros de comprimento e 3 metros de altura, mas a espessura do corpo ultrapassa os 5 metros. A encaixante só pode ser observada em uma das bordas do dique, sendo de difícil identificação, mas é possível distinguir a rocha como calciossilicática.

O dique Itaoca, como os anteriormente descritos, também se encontra bastante fraturado. É afetado por uma família principal de juntas subverticais de direção NNW-SSE tendendo a N-S; a outra família possui direção ENE-WSW mergulhando com médio ângulo para SSE (Figura 10c). No contanto entre o dique e a encaixante é observada uma falha normal de atitude N00°/80°E (Figura 10b).

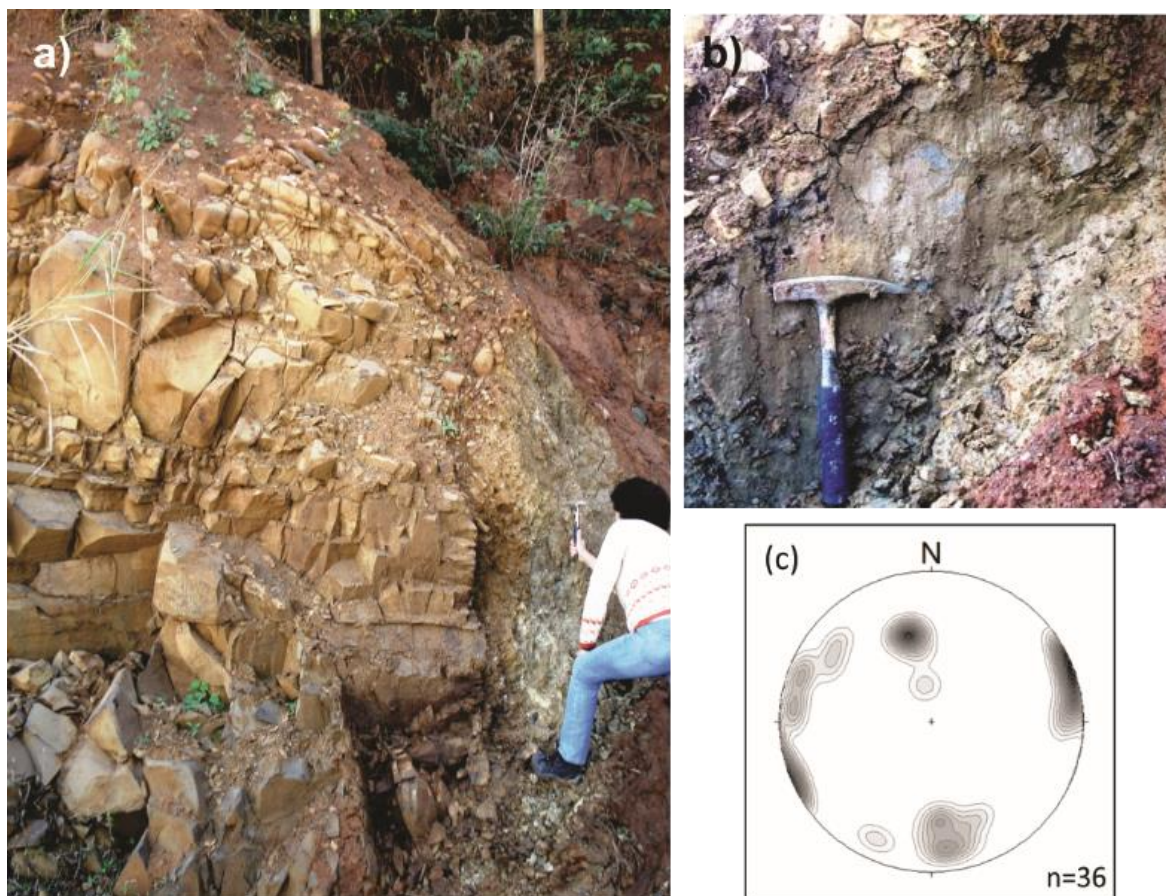


Figura 10. (a) Dique Itaoca apresenta (b) falha normal entre o dique e a encaixante. Estereogramas (c) das juntas do dique Itaoca (projeção polar em semiesfera inferior).

Diferente dos corpos descritos acima, o dique Santa Angélica não possui fraturas ou famílias de juntas, caracterizando uma fase mais dúctil e um dique provavelmente de idade mais antiga. Também é possível observar uma falha transcorrente dextral, que desloca o dique com aproximadamente 10 metros de rejeito. O deslocamento ocorreu ao longo dos planos de foliação da encaixante, apresentando indícios de movimentação em estado dúctil-rúptil.

Dique Santa Angélica

O dique Santa Angélica possui direção N50°W/80°SE e aflora ao longo de uma extensão aproximada de 50 metros de comprimento por 0,5 a 0,8 metros de largura (Figura 11a).

A encaixante apresenta foliação milonítica, com alguns diques félsicos discordantes da foliação. A rocha é bandada, constituída por quartzo, feldspato e biotita. A foliação tem direção NNE-SSW mergulhando com alto ângulo para SE (Figura 11d). Apresenta dobras assimétricas isoclinais intrafoliais de dimensões centimétricas.

Dique Itaici

O dique Itaici possui direção $N45^{\circ}W/85^{\circ}SW$ e aflora com aproximadamente 14 metros de comprimento e 0,30 a 0,40 metros de espessura (Figura 11b). Além da forma tabular, o corpo compõe também um bolsão conectado ao dique, onde existe um xenólito da encaixante que foi englobado durante a intrusão do material (Figura 11d).

A encaixante é um gnaiss com foliação milonítica de direção NE-SW e alto ângulo de mergulho para SE (Figura 11e e 11f), característica da Zona de Cisalhamento Guaçuí, onde o dique se insere discordantemente. A encaixante também possui famílias de juntas, tendo o dique aproveitado uma delas para sua colocação, essas juntas possuem direção principal NW-SE mergulhando com alto a médio ângulo para SW (Figura 11g). Uma falha transcorrente destal ($N40^{\circ}W/90^{\circ}SW$) ocorre subparalela à foliação da encaixante.

O dique Itaici, assim como o Santa Angélica, também não é afetado por estruturas rúpteis, denotando feições de intrusão em condições dúctil-rúptil em uma fase mais antiga do que os demais corpos descritos neste trabalho.

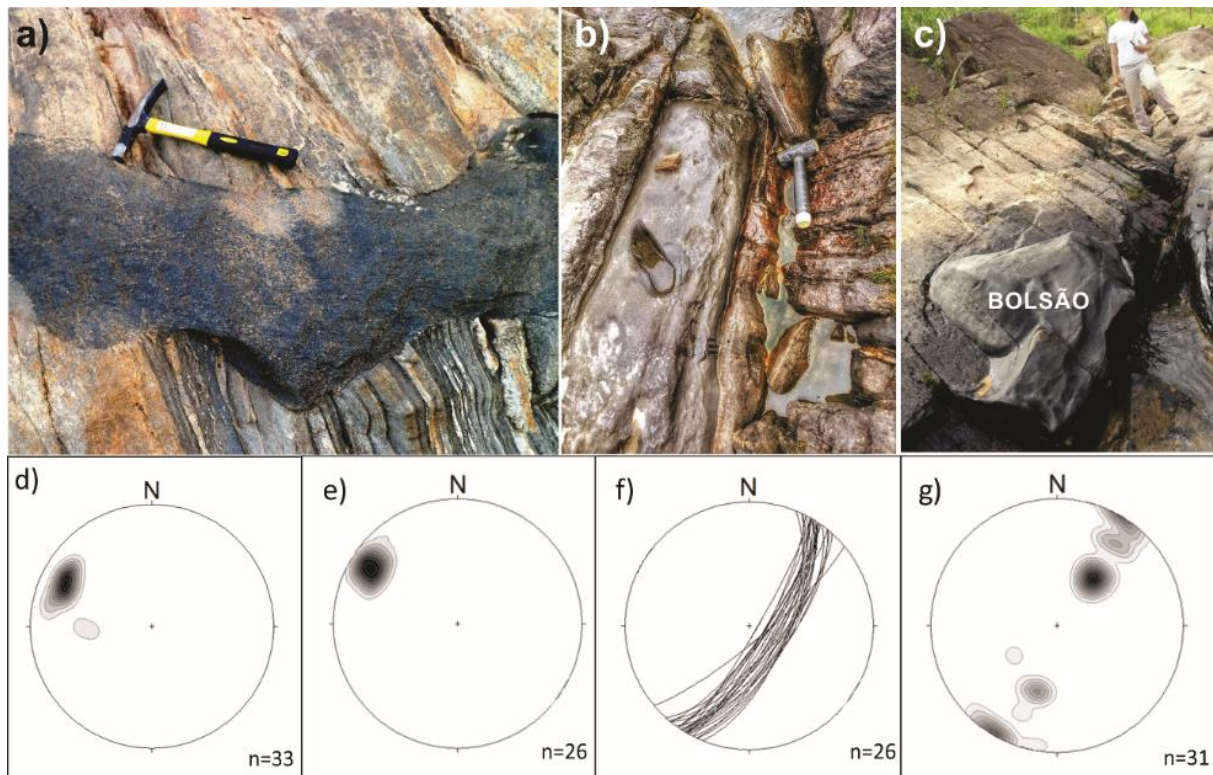


Figura 11. (a) Dique Santa Angélica em contato abrupto e sinuoso com encaixante; (b) dique Itaici com contato abrupto com a encaixante e (c) bolsão conectado ao dique Itaici.

Estereogramas (d) da foliação da encaixante do dique Santa Angélica (projeção polar em semiesfera inferior); (e) e (f) da foliação na rocha encaixante do dique Itaici (projeção polar e ciclográfica na semiesfera inferior); e (g) juntas na encaixante do dique Itaici (projeção polar em semiesfera inferior)

ASPECTOS LITOESTRUTURAIS DE DIQUES MÁFICOS NO SUL DO ESTADO DO ESPÍRITO SANTO

MINERALOGIA E PETROGRAFIA DOS DIQUES

Os diques que afloram no sul do ES compõem dois grupos distinguíveis por suas características petrográficas. O primeiro grupo é integrado pelos diques Castelo, Muqui, Itaoca e Jerônimo Monteiro e o segundo grupo é representado pelos diques Santa Angélica e Itaici.

Os diques do primeiro grupo (Castelo, Muqui, Itaoca e Jerônimo Monteiro) possuem textura predominantemente inequigranular porfirítica, subordinadamente subofítica (Figura 12). Eles são constituídos por matriz fina de coloração esverdeada, representando cerca de 20% da rocha. Uma exceção ocorre no dique Muqui (o de menor espessura), onde uma das amostras apresenta matriz criptocristalina de cor preta representando cerca de 60% da rocha.

Os fenocristais compõem os minerais essenciais, que são plagioclásio, augita e eventual olivina e os acessórios são restritos aos minerais opacos. Plagioclásio constitui cerca de 40% dos minerais presentes, está disperso ou compondo a textura subofítica. Os grãos são hipidiomórficos, com hábito tabular e com granulação fina a média (dimensões de 0,1 a 1,0mm). Possuem macla *calrsbad* e extinção ondulante, sendo que alguns cristais possuem zoneamento químico normal abrupto e macla polissintética irregular. Augita representa cerca de 24% dos cristais, que ocorrem dispersos ou constituindo a textura subofítica. Os grãos são hipidiomórficos, com hábito prismático e com granulação fina a média (0,1 a 0,6mm). Possuem macla e cor de alta birrefringência de segunda ordem. Por vezes, este mineral é substituído pela hornblenda (uralitização). Olivina representa cerca de 6% e é idiomórfica a hipidiomórficos, com um tamanho aproximado de 0,1 e 0,5 mm. Também ocorre às vezes como cristais parcialmente ou totalmente substituídos por iddingsita. Além de ocorrerem dispersos na matriz, os minerais opacos estão inclusos nos minerais essenciais.

Os diques do segundo grupo (Itaici e Sta Angélica) possuem textura predominante intergranular (Figura 12). Os minerais essenciais são constituídos por plagioclásio e augita e os minerais acessórios são minerais opacos. Os diques também possuem minerais secundários, representados pela hornblenda e biotita (Figura 12c). O dique Santa Angélica possui ainda, como mineral acessório, a titanita. No dique Itaici ocorre o mineral acessório apatita e os minerais secundários carbonato e sericita. Neste grupo, o plagioclásio também representa cerca de 40% dos minerais presentes. Os grãos estão dispersos pela rocha, são subeudrais e possuem granulação fina a média (0,1 a 1,0mm). Em alguns grãos é possível observar macla *carlsbad* e extinção ondulante, além de alguns cristais possuírem zoneamento químico normal abrupto e macla polissintética irregular.

O dique Itaici possui alguns cristais que apresentam processos secundários, sendo substituídos pelas sericitas. A augita representa cerca de 20% dos minerais. Os grãos encontram-se bastante alterados sendo substituídos parcialmente ou totalmente pelas hornblendas (uralitização), mas por vezes é possível identificar sua macla, mas sempre rodeados por hornblenda. Os cristais apresentam-se anédricos, com granulação fina (0,6mm). A hornblenda representam cerca de 15% do conteúdo mineral. Possuem pleocroísmo incolor variando a verde claro e a verde escuro. Diferem dos grãos de augita pela sua baixa birrefringência, auxiliando na identificação do processo secundário. São pseudomorfos das augitas, concentrando-se principalmente nas porções em que elas ocorrem. Sua granulação é fina (0,4mm). A biotita representa cerca de 20% do conteúdo mineral e possuem coloração variada: no dique Santa Angélica são mais avermelhadas, enquanto no Itaici são marrons claras a avermelhadas. Os grãos substituem a hornblenda (biotitização), sendo este processo mais expressivo no dique Itaici, onde há mais biotita do que hornblenda. Concentram-se principalmente nas porções em que existiam maiores quantidades de augita e hornblenda. Sua granulação é fina (0,5mm). Os minerais opacos estão inclusos nos minerais essenciais e ocorrerem dispersos na matriz. A apatita é encontrada somente no dique Itaici. Seus cristais

são idiomórficos, com hábito acicular e granulação fina (0,2mm), ocorrendo inclusive nos plagioclásios. Outros dois minerais peculiares que aparecem neste dique são oriundos de processos de substituição, o carbonato e a sericita. O carbonato está substituindo a augita e a sericita, o plagioclásio. A titanita está presente no dique Santa Angélica, associada com a hornblenda e possui granulação fina (0,3mm).

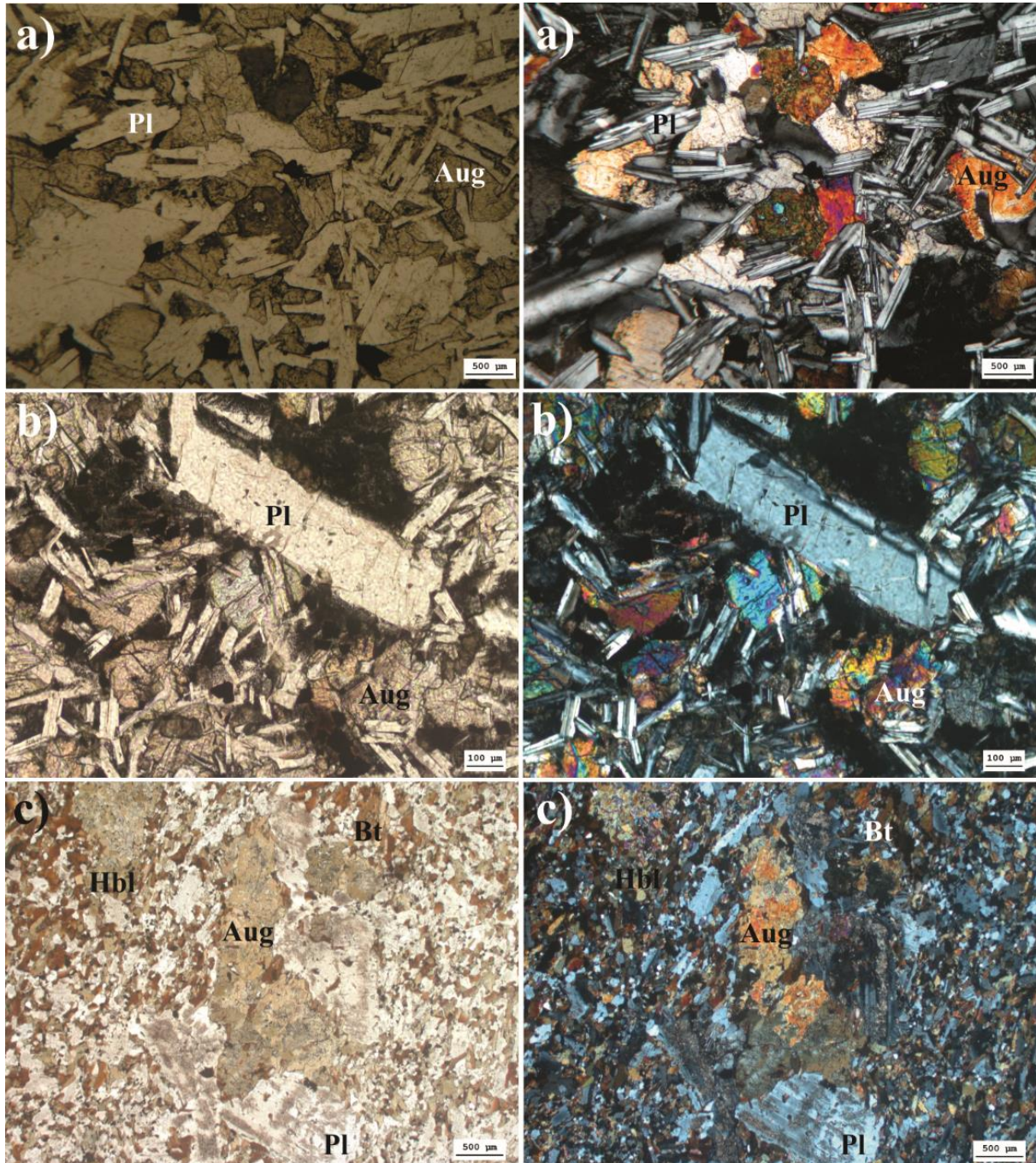


Figura 12. Fotomicrografias das lâminas delgadas em luz polarizada paralela e luz polarizada cruzada, mostrando (a) matriz esverdeada e textura subofítica no dique Castelo e processo secundário em que a hornblenda substitui a augita (uralitização); (b) textura subofítica e plagioclásio com hábito tabular do dique Jerônimo Monteiro e (c) textura intergranular, processos secundários da substituição da augita e resquícios da textura subofítica (dique Santa Angélica) (Aug=Augita; Pl=Plagioclásio; Hbl=Hornblenda; Bt=Biotita).

ASPECTOS LITOESTRUTURAIS DE DIQUES MÁFICOS NO SUL DO ESTADO DO ESPÍRITO SANTO

CONCLUSÕES

Os diques básicos estudados neste trabalho são divididos em dois grupos distintos, oriundos de diferentes eventos magmáticos. O agrupamento é evidenciado nas características petrográficas e no padrão estrutural das ocorrências.

Com relação à petrografia, os diques do primeiro grupo (Jerônimo Monteiro, Castelo, Itaoca e Muqui) possuem textura porfirítica inequigranular, subordinadamente subofítica; os fenocristais são de plagioclásio, clinopiroxênio e eventuais olivinas (mineral varietal). Os diques do segundo grupo (Itaici e Santa Angélica) apresentam textura intergranular; os minerais essenciais são plagioclásio e clinopiroxênio, mas minerais secundários como biotita e anfíbio também são comuns.

Os diques do primeiro grupo estão intensamente fraturados e são afetados por juntas de resfriamento, por terem se formado em níveis crustais superiores. Por outro lado, os diques do segundo grupo, não são afetados por estruturas rúpteis, denotando feições de intrusão em condição dúctil-rúptil de uma fase possivelmente mais antiga do que os do primeiro grupo.

Os diques preenchem descontinuidades de caráter rúptil (fraturas) subverticais de direção principal NW-SE, mas também são controlados por estruturas de caráter dúctil (foliação gnáissica) de direção NE-SW. Tais descontinuidades foram possivelmente reativadas em eventos distensivos posteriores à sua formação, provendo espaço para colocação do fluido magmático. No caso das estruturas rúpteis, a colocação pode ter sido concomitante ou posterior à formação das descontinuidades.

Não há relação entre os agrupamentos de diques e as direções de colocação dos mesmos. Desta forma, na região estudada, não é possível utilizar a direção desses corpos para inferir a distribuição regional de tensões tectônicas, pois zonas de alívio têm sido sistematicamente controladas por descontinuidades preexistentes.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M. **Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil.** Revista Brasileira de Geociências, v(16(4)), p. 325-349, São Paulo, 1986.

ALMEIDA, F.F.M., CARNEIRO, C.D.R., MIZUSAKI, A.M.P. **Correlação do Magmatismo das Bacias da Margem Continental Brasileira com o das Áreas Emersas Adjacentes.** Revista Brasileira de Geociências, v (26(3)), p. 125-138, São Paulo, 1996.

CALEGARI, S.S., NEVES, M., A., GUADAGNIN, F., FRANÇA, G., S., VINCENTELLI, M., G., C. **The Alegre Lineament and its role over the tectonic evolution of the Campos Basin and adjacent continental margin, Southeastern Brazil.** Journal of South American Earth Sciences, v(69), p. 226-242, Amsterdam, Netherlands, 2016.

CHANG, H.K., KOWSMAN, R.O., FIGUEIREDO, A.M.F. & BENDER, A.A. **Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift System – An overview.** Tectonophysics, v(213), p. 97-138, Amsterdam, Netherlands, 1992.

CORVAL, A. **Petrogênese das suítes basálticas toleíticas do Enxame de Diques da Serra do Mar nos setores central e norte do estado do Rio de Janeiro.** Dissertação de Mestrado, UERJ, 92p, Rio de Janeiro, 2005.

DECKART, K., GILBERT, F., MARQUES, L.S., HERVÉ, B. **New time constraints on dyke swarms related to the Paraná-Etendeka magmatic province, and subsequent South Atlantic opening, southeastern Brazil.** Journal of Volcanology and Geothermal Research, v(80), p. 67-83, Amsterdam, Netherlands, 1998.

FLORISBAL, L.M. HEAMAN, L.M., JANASI, V.A., BITENCOURT, M.F. **Tectonic significance of the Florianópolis Dyke Swarm, Paraná–Etendeka Magmatic Province: A reappraisal based on precise U–Pb dating.** Journal of Volcanology and Geothermal Research, v(289), p. 140–150, Amsterdam, Netherlands, 2014.

GUEDES, E., HEILBRON, M., VALERIANO, C., M., ALMEIDA, J., C., H., PETER, S. **Evidence of Gondwana early rifting process recorded by Resende-Ilha Grande Dike Swarm, southern Rio de Janeiro, Brazil.** Journal of South American Earth Sciences, v(67), p. 11-24, Amsterdam, Netherlands, 2016.

HEILBRON, M.L., PEDROSA-SOARES, A.C., CAMPOS NETO, M.C., SILVA, L.C., TROUW, R., JANASI, V.A. **Província Mantiqueira.** In: V.M. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro & Brito-Neves, B.B. (orgs.). Geologia do Continente Sul-Americano. São Paulo, Editora Beca, p. 203-234, São Paulo, 2004.

LOURENÇO, F.S., ALKMIM, F.F., ARAÚJO, M.N.C., ROMEIRO, M.A.T., MATOS G.C., CRÓSTA, A.P. **The Piúma lineament, southern Espírito Santo: structural expression and tectonic significance.** Brazilian Journal of Geology, v(46(4)), p. 531-546, São Paulo, Brazil, 2016.

MARQUES, L.S., BELLINI, G., DEMIN, A., PICCIRILLO, E.M. **O Enxame de Diques da Ilha de Santa Catarina: resultados geoquímicos preliminares.** Boletim de Resumos Expandidos do 4º Congresso Brasileiro de Geoquímica, 3-4, Brasília, Brasil, 1993.

MARQUES, L.S. **Geoquímica dos diques toleíticos da costa sul-sudeste do Brasil: contribuição ao conhecimento da Província Magmática do Paraná.** (Livre-Docência Thesis) Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.

MARQUES, L.S., BABINSKI, M., RUIZ, I.R. **Lead isotopes of Early Cretaceous coastal dykes of Paraná Magmatic Province (Florianópolis Swarm): preliminary results.** IV Simpósio Sul-americano de Geologia Isotópica. Short Papers, p. 605–608, Salvador, Brazil, 2003.

MARQUES, L.S., ERNESTO, M. **O magmatismo Toleítico da Bacia do Paraná.** In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B., eds., Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Editora Beca, 647p, São Paulo, 2004.

MENDES, R.S. **Petrografia, Geoquímica, Geologia Isotópica e Geocronologia dos diques máficos do sul do Estado do Espírito Santo, Orógeno Araçuaí.** 2017. 90 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2017.

MOHRIAK, W. U., ROSENDAHL, B.R., TURNER, J. P., and VALENTE, S. C. **Crustal architecture of South Atlantic volcanic margins,** in MENZIES, M.A., KLEMPERER, S.L.,

ASPECTOS LITOESTRUTURAIS DE DIQUES MÁFICOS NO SUL DO ESTADO DO ESPÍRITO SANTO

EBINGER, C. J., and BAKER, J., eds., Volcanic rifted margins: Geological Society of America Special Paper, v(362), p. 159-202, Boulder, Colorado, 2002.

MONTEIRO, H.L.J. & VALENTE, S.C. **Estudo Petrológico comparativo das suítes de baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar.** Jornada de Iniciação Científica, UFRuralRJ, Seropédica, p. 54-55, Rio de Janeiro, 2003.

NOVAIS, L.C.C., TEIXERA, L.B., NEVES, M.T., RODARTE, J.B.M., ALMEIDA, J.C.H., VALERIANO, C.M. 2004. **Novas ocorrências de diques de diabásio na faixa Colatina-ES: estruturas rúpteis associadas e implicações tectônicas para as bacias de Campos e do Espírito Santo.** Boletim de Geociências Petrobras, v(12(1)), p. 191-194, Rio de Janeiro, 2004.

PEDROSA-SOARES, A.C., WIEDEMANN-LEONARDOS, C.M. **Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil.** In: Cordani, U., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), Tectonic Evolution of South America. Sociedade Brasileira de Geologia, p. 265-285, São Paulo, 2000.

PEDROSA-SOARES A.C., NOCE C.M., WIEDEMANN C., PINTO C.P. **The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanaland Assembly.** Precambrian Research, v(110), p. 307-323, Amsterdam, Netherlands, 2001.

PEDROSA-SOARES A. C. NOCE C. M., ALKMIM F. F., SILVA L. C., BABINSK, M., CORDANI U., CASTAÑEDA C. **Orógeno Araçuaí: Síntese do Conhecimento 30 anos após Almeida 1977.** Geonomos, v(15), p. 1-16, Belo Horizonte, 2007.

PEDROSA-SOARES, A.C., CAMPOS, C.P., NOCE, C.M., SILVA, L.C., NOVO, T., RONCATO, J., MEDEIROS, S., CASTAÑEDA, C., QUEIROGA, G., DANTAS, E., DUSSIN, I., ALKMIM, F. **Late-Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources.** Geological Society, Special Publications, v(350), p. 25-51, London, 2011.

PICCIRILLO, E.M., BELLINI, G., CAVAZZINI, G., COMIN-CHIARAMONTI, P., PETRINI, R., MELFI, A.J., PINESI, J.P.P., ZANTADESCHI, P., and DEMIN, A. **Lower Cretaceous tholeiitic dyke swarms from the Ponta Grossa (southeast Brazil): Petrology, Sr-Nd isotopes and genetic relationships with the Paraná flood volcanics.** Chemical Geology, v(89), p. 19-48, Amsterdam, Netherlands, 1990.

RAPOSO, M.I.B., ERNESTO, M., and RENNE, P.R. **Paleomagnetism and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the Early Cretaceous Florianópolis Dyke Swarm (Santa Catarina Island), Southern Brazil.** Physics of the Earth and Planetary Interiors, v(108), p. 275-290, Amsterdam, Netherlands, 1998.

RENNE, P. R., DECKART, K., ERNESTO, M., FÉRAUD, G., PICCIRILLO, E. M. **Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism.** Earth and Planetary Science Letters, v(144), p. 199-211, Amsterdam, Netherlands, 1996.

SILVA, J. N. **Mapa litológico da Folha Cachoeiro de Itapemirim SF.24-V-A, escala 1:250.000, Estado do Espírito Santo.** CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Brasília, 1993.

SRIVASTAVA R.K.(eds.). Dyke Swarms: Keys for Geodynamic Interpretation. Springer, p. 605, Berlin, 2011.

TEIXEIRA, L. B., RODARTE, J. B. M. **Datações de Diques de Diabásios na Faixa Colatina**. Petrobras, Internal Report, Rio de Janeiro, 2003.

TOMAZZOLI, E.R., LIMA, E.F. **Magmatismo ácido na Ilha do Arvoredo-SC**. Rev. Bras. Geosci., v(36), p. 57–76, São Paulo, 2006.

VALENTE, S.C.; ELLAM, R.L.; MEIGHAN, I.G.; FALLICK, A.E. **Geoquímica isotópica, modelo geodinâmico e petrogênese dos diabásios do Cretácio Inferior no Enxame de Diques Máficos da Serra do Mar (EDSM) na área do Rio de Janeiro, RJ**. Boletim de Resumos do 40º Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, p. 471, Belo Horizonte, 1998.

VALENTE, S.C., DUTRA, T., HEILBRON, M., CORVAL, A., SZATMARI, P. **Litogeoquímica de Diques de Diabásio da Faixa Colatina, ES**. Geochimica Brasiliensis, v(23(2)), p. 177-192, Rio de Janeiro, 2009.

Capítulo 5

ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS DA REGIÃO DE MONTE VERDE, MUNICÍPIO DE CAMBUCI – RJ

*Viviane Ramos Neves Nunes¹, Luiz Filipe Mardegan Games², Rodson de Abreu Marques³,
Sâmara Veiga dos Reis³, Heitor de Freitas Valle³*

RESUMO. O trabalho foi realizado na região noroeste fluminense, no limite das Faixas Ribeira e Araçuaí. O objetivo principal do trabalho foi a análise das feições geomorfológicas da região Monte Verde, município de Cambuci. A área apresenta três compartimentações geomorfológicas: domínio de morros escarpados (400 a 700 metros de altitude, podendo alcançar até 1000 metros; domínios de mares de morros, com topos arredondados (270 a 400 metros de altitude) e regiões mais rebaixadas, cortadas pela drenagem principal (180 a 270 metros de altitude). A escala usada para mapear e definir cinco unidades litológicas foi 1:35.000, sendo estas: Suíte Monte Verde; Suíte Córrego Fortaleza; Biotita-gnaiss milonítico; unidade Mármore e a unidade Leucogranitognaissificado. A área estudada situa-se entre a zona de cisalhamento São João do Paraíso, com o mergulho das estruturas para NNE, e Rio Paraíba do Sul, caracterizado pela transcorrência destal. As foliações compõem a maior parte das estruturas dúcteis identificadas, com direção de NE-SW ou até mesmo NNE-SSW. As estruturas rúpteis observadas foram as fraturas. As características morfotectônicas e topográficas da região podem estar relacionadas a um gráben no contexto Rio Muriaé. Tomando como base o relevo, a área alvo pode estar relacionada com um sub-gráben transversal.

PALAVRAS-CHAVE. Compartimentações geomorfológicas; Monte Verde; Morfotectônica.

INTRODUÇÃO

Desde a década de 80, são desenvolvidos trabalhos de mapeamento geológico no Segmento Central da Faixa Ribeira, englobando o estado do Rio de Janeiro e regiões vizinhas dos estados de Minas Gerais, São Paulo e Espírito Santo (TUPINAMBÁ et al., 2007). Porém a região ainda carece de estudos mais sistemáticos. Como justificativa do trabalho, tem-se a necessidade de maior conhecimento geológico para entendimento da geologia regional e a realização de estudos mais sistemáticos nesta área.

O objetivo principal do trabalho é o mapeamento geológico e a análise das feições geomorfológicas dos principais litotipos e rochas associadas presentes na região estudada para melhor entendimento do contexto geológico local. Visa-se gerar um mapa geológico (escala 1:35.000).

¹ Geóloga – Vitória, ES, Brasil

² Geólogo – Cachoeiro do Itapemirim, ES, Brasil

³ Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (CCENS-UFES) – Alegre, ES, Brasil

ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS DA REGIÃO DE MONTE VERDE, MUNICÍPIO DE CAMBUCI – RJ

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo está localizada no distrito de Monte Verde (Figura 1), pertencente ao município de Cambuci, na porção noroeste do estado do Rio de Janeiro e está inserida em um quadrante delimitado pelas coordenadas: 7626000 N; 194000 E (vértice noroeste) e 7620000 N; 200000 E (vértice sudeste), e o WGS-84 como o referencial geográfico. Como as unidades estão dispostas transversalmente, a área mapeada abrange, também, uma porção transversal do mapa cartográfico, visando uma melhor caracterização das mesmas.

A principal rota de acesso, a partir de Vitória, capital do Espírito Santo, é a BR-101, que liga Vitória (ES) até o trevo mais próximo à cidade de Bom Jesus de Itabapoana (RJ); em seguida utiliza-se a ES-297, de Bom Jesus do Itabapoana (RJ) até o trevo próximo à cidade de São José do Ubá (RJ); a partir desse ponto utiliza-se a RJ-198 até o distrito de Cruzeiro, Cambuci (RJ); e por fim, o acesso até o distrito de Monte Verde se dá pela RJ-202. O percurso total, de Vitória (ES) até Monte Verde, Cambuci (RJ) é de aproximadamente 277 km.

A partir da cidade do Rio de Janeiro, o acesso ao distrito de Monte Verde se dá por meio da BR-101, que liga o Rio de Janeiro (RJ) até Itaboraí (RJ); de Itaboraí (RJ) até Itaocara (RJ) utiliza-se a RJ-116; segue-se pela RJ-116 até Aperibé (RJ); e de Aperibé até o distrito de Monte Verde, Cambuci (RJ) utiliza-se a RJ-202.

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA/GEOLOGIA REGIONAL

Almeida et al. (1977,1981), tendo em vista as dimensões continentais do país, identificou e agrupou 10 províncias em função de suas características estruturais, litoestratigráficas e temporais mais importantes. Dentre elas está a Província Mantiqueira, que se estende por mais de 3.000 Km, do paralelo 15°S até o Uruguai, delineando uma faixa de direção NE/SW, paralela à costa atlântica do sudeste e sul do Brasil (ALMEIDA et al., 1977,1981), na qual está inserida a área de estudo (Figura 2).

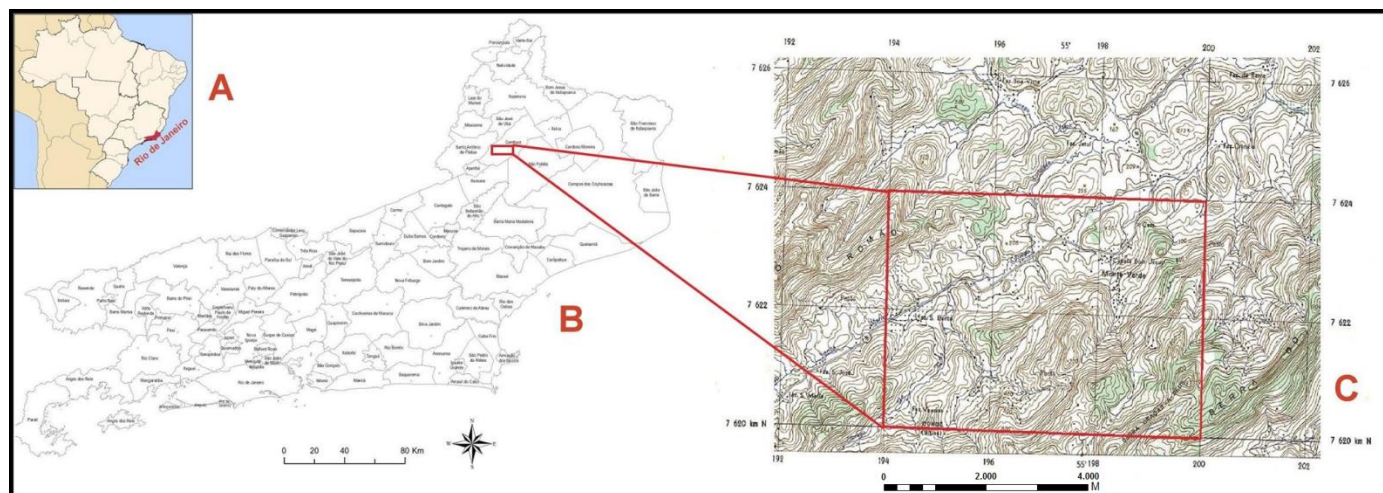


Figura 1. (A) Mapa do Brasil, em destaque o estado do Rio de Janeiro na cor vermelha; B) Mapa do Rio de Janeiro com a localização da área estudada demarcada pelo retângulo vermelho. (C) Em detalhe, retângulo vermelho delimitando a região de Monte Verde, pertencente ao município de Cambuci.

Fonte. A) www.wikipedia.org; B) www.ibge.gov.br; C) Carta Topográfica 1:50.000 – SÃO JOÃO DO PARAÍSO - SF-24-G-I-3, IBGE,1968.



Figura 2. Localização da área de estudo em vermelho, no contexto geológico das Províncias Estruturais do Escudo Atlântico, modificado de Almeida et al. (1977, 1981), sobre o modelo digital do terreno (SMITH e SANDWELL, 1997).

Fonte. Adaptado de Bizzi et al. (2003).

Os sistemas Mantiqueira, Tocantins e Borborema, foram resultados do fechamento dos oceanos Adamastor, de Goiás e Borborema e da intervenção dos crátons São Francisco, Amazônico, Paraná, Congo e Kalahari, respectivamente. A consolidação final deu-se com a exumação ou colapso dos orógenos, acompanhada de ativa erosão, intrusões e vulcanismo pós-colisionais, formação de riftes e bacias de molassa.

A Província Mantiqueira faz limite com as províncias Tocantins, São Francisco e Paraná e representa um sistema orogênico constituído pelos orógenos Araçuaí (segmento setentrional), Ribeira (segmento central), Dom Feliciano e São Gabriel (ambos correspondem ao segmento meridional), e pela zona de interferência entre os orógenos Brasília (porção sul faz parte do segmento central) e Ribeira (HEILBRON et al., 2004). Esta província passou por uma longa e complexa evolução neoproterozóica, integrando uma sucessão de cinturões controlados por diferentes sistemas de cavalgamentos transpressivos em direção às margens cratônicas (HEILBRON et al., 2004).

A organização litoestrutural da região está relacionada com grandes conjuntos estruturais determinadas pelo sistema de cavalgamento e de transcorrência. Os sistemas de

ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS DA REGIÃO DE MONTE VERDE, MUNICÍPIO DE CAMBUCI – RJ

cavalgamento, gerados pelas convergências de placas e colisão de massas continentais, consistem de empurrões que deformaram, fatiaram e empilharam lascas dos conjuntos litológicos (nappes), características presentes em Araçuaí, Brasília e Araguaia.

Nos casos de maior obliquidade, os sistemas de cavalgamento são fortemente afetados por sistemas transcorrentes longitudinais (cinturões transpressivos), como no Cinturão Ribeira, que foi segmentado em fatias e sigmóides alongados na direção NE-SW no Paraná e sul de São Paulo, refletindo para ENE-WSW no leste de São Paulo e Rio de Janeiro.

METODOLOGIA

Na etapa pré-campo foi realizada uma revisão bibliográfica e cartográfica da geologia regional e local referente à área em estudo. Essa revisão consistiu na análise de artigos, livros, bem como cartas geológicas de São João do Paraíso, na escala de 1:50.000 (IBGE, 1968), ortofotomosaico do distrito de Monte Verde, na escala de 1:25.000 (IBGE, 2008) e mapas geofísicos gamaespectrométricos (Composição ternária K, U e Th e Contagem Total) e magnéticos (Análise do Sinal Analítico) do estado do Rio de Janeiro (DANTAS et al., 2000) que abordaram a temática.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

No ano 2000, a CPRM elaborou estudos multitemáticos do meio físico realizados em todo o Estado do Rio de Janeiro. No que diz respeito à geomorfologia, as unidades geomorfológicas foram definidas e mapeadas, a fim de gerar um mapa geomorfológico. Este consiste numa primeira aproximação dos conjuntos de relevo presentes e permite compreender o cenário geomorfológico através de uma interação singular entre aspectos tectônicos e climáticos, que delinearam sua atual morfologia (DANTAS et al., 2000).

A metodologia utilizada consiste na separação, por fotoanálise, de conjuntos de formas de relevo com textura e padrão semelhantes e está fundamentada em uma consistente base de informações morfométricas, em especial, amplitude de relevo e declividade. Cada unidade morfoestrutural compreende um conjunto de unidades morfoesculturais, que, por sua vez, compreende um conjunto de sistemas de relevo.

As unidades morfoesculturais são subdivididas em unidades geomorfológicas, possuindo como primeiro critério de individualização de sistema de relevo o agrupamento em relevos de agradação, onde predominam os processos deposicionais, e em relevos de degradação, onde predominam os processos erosivos (denudacionais).

Dessa forma, o estado do Rio de Janeiro pôde ser compartimentado em duas unidades morfoestruturais: o Cinturão Orogênico do Atlântico e as Bacias Sedimentares Cenozóicas. (Figura 3)

O Cinturão Orogênico do Atlântico se subdivide nas seguintes unidades morfoesculturais: Maciços Costeiros e Interiores; Maciços Alcalinos Intrusivos; Superfícies Aplainadas nas Baixadas Litorâneas; Escarpas Serranas; Planaltos Residuais; Depressões Interplanálticas e Depressões Interplanálticas com Alinhamentos Serranos Escalonados. Já as Bacias Sedimentares Cenozóicas podem ser subdivididas nas seguintes unidades morfoesculturais: Tabuleiros de Bacias Sedimentares; Planícies Fluvio-marinhas (Baixadas); Planícies Costeiras.

A região em estudo está localizada na unidade morfoestrutural do Cinturão Orogênico do Atlântico, inserida nas unidades morfoesculturais “Depressões Interplanálticas” e “Depressões Interplanálticas com Alinhamentos Serranos Escalonados”, e por fim, inserida na unidade geomorfológica “Depressão Interplanáltica com Alinhamentos Serranos do Norte-Noroeste Fluminense”.

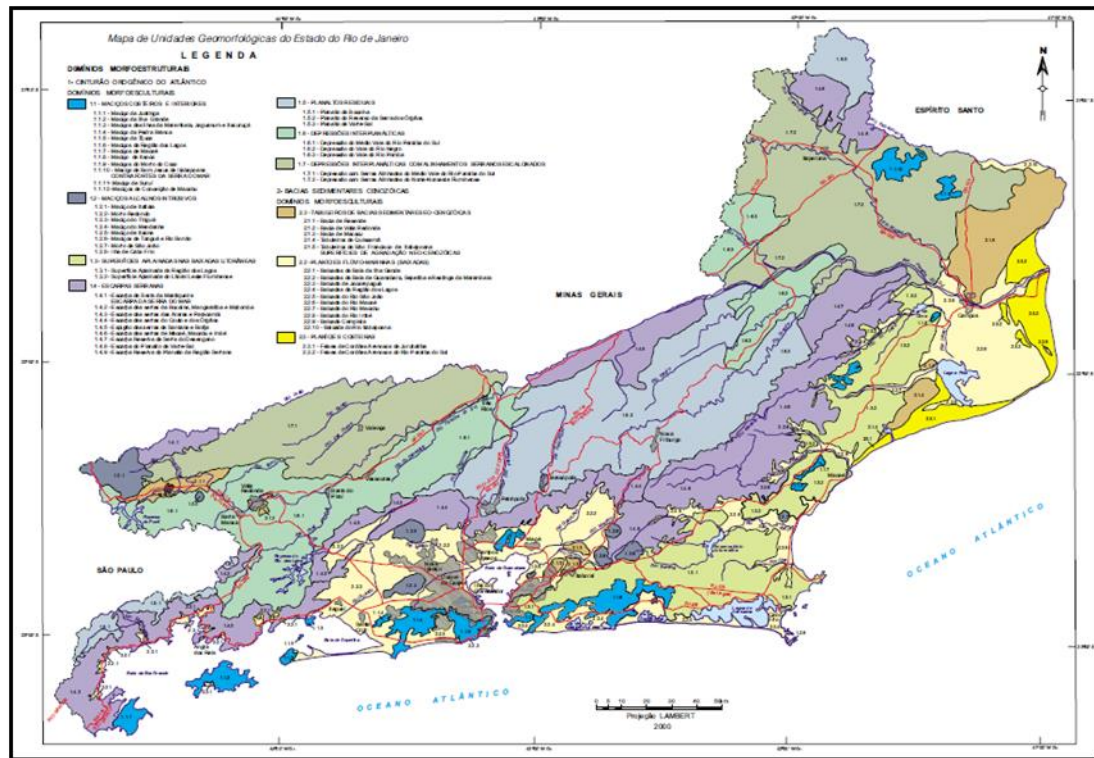


Figura 3. Mapa das Unidades Geomorfológicas do Estado do Rio de Janeiro, com a localização da área estudada em vermelho. Fonte: Extraído de Dantas et al. (2000)

De acordo com Dantas et al. (2000), o registro de imponentes escarpamentos com desnivelamentos, por vezes superiores a 2.000 metros, alternados com depressões e bacias sedimentares tafrogênicas, reflete uma marcante influência da tectônica na compartimentação do relevo do estado. Essa tectônica exerceu o rifteamento continental do bordo sudeste brasileiro, com maior intensidade entre o Cretáceo e o Terciário Inferior (ALMEIDA, 1976), mas com reflexos em uma neotectônica recente, registrados até o Quaternário (RICCOMINI, 1989).

Pelo menos duas superfícies de erosão podem ser observadas no estado em escala regional: a primeira, representada por importantes zonas planálticas, tais como todo o reverso da serra dos Órgãos e a Serra da Bocaina, estaria associada à Superfície Sul-Americana (KING, 1956); Pd3 (BIGARELLA et al., 1965) ou Superfície Cimeira (AB'SABER, 1972), de idade eocênica a paleocênica; e a segunda, representada pelas depressões interplanálticas e pelas superfícies aplainadas junto às baixadas, estariam associadas à Superfície Velhas (KING, 1956); Pd1 (BIGARELLA et al., 1965) ou Superfície Interplanáltica (AB'SABER, 1972), de idade pleistocênica inferior a pliocênica.

As depressões interplanálticas, consideradas por Aziz Ab'Saber (1972) como uma zona típica do domínio de “mares de morros”, foram agrupadas por Dantas et al. (2000) no Domínio Colinoso e caracterizam-se pelo relevo de colinas pouco dissecadas, com vertentes convexo-côncavas e topos arredondados ou alongados, com sedimentação de colúvios e alúvios; ocorrência subordinada de morrotes alinhados e morros baixos; densidade de drenagem média com padrão de drenagem variável, de dendrítico a treliça ou retangular e predomínio de amplitudes tipográficas inferiores a 100 metros e gradientes suaves.

As depressões interplanálticas, frequentemente, são áreas comprimidas, que apresentam uma série de alinhamentos serranos que se comportam como degraus escalonados por condicionantes litológicos e estruturais (COELHO NETTO et al., 1997). Dantas et al. (2000), agrupa essas feições nos Alinhamentos Serranos e Degraus Estruturais e caracteriza-

ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS DA REGIÃO DE MONTE VERDE, MUNICÍPIO DE CAMBUCI – RJ

os como relevo de patamares litoestruturais, com vertentes predominantemente retilíneas a côncavas e escarpadas e topos de cristas alinhadas, aguçados ou levemente arredondados, que se destacam topograficamente do Domínio Colinoso; densidade de drenagem alta com padrão de drenagem variável, de paralelo a dendrítico; predomínio de amplitudes tipográficas entre 300 e 700 metros e gradientes médios a elevados, com ocorrências de colúvios e depósitos de tálus, solos rasos e afloramentos de rocha (Figura4).

Com a elaboração de mapas gamaespectométricos de composição ternária (K, U, Th) e de contagem total, foi possível notar que na área alvo, locais com relevos mais elevados apresenta um alto teor de potássio e nas regiões cortadas pela drenagem, teores elevados de tório (Figuras 5, 6, 7).

O mapa de contagem total resulta da soma de toda a radiação emitida pelos três elementos (K, U e Th). Analisando esse mapa, observa-se que a área de estudo apresenta teores médios de radiação nas partes mais aplainadas, tendendo a aumentar seu índice de radiação à medida que a altitude das cotas aumenta.

A magnetometria está relacionada à susceptibilidade magnética dos elementos presentes nas rochas. Com a diferença de magnetização, o magnetômetro pode detectar uma anomalia magnética. A área alvo apresenta um baixo magnético na região da drenagem, valores intermediários de magnetismo no domínio dos mares de morros e altos magnéticos nas porções mais elevadas do relevo, principalmente nas cristas mais escarpadas das serras que limitam a área. O contraste entre um baixo e um alto magnético pode indicar contraste de altitude e, por consequência, revela a estruturação do relevo.

Os minerais e rochas podem ser classificados como diamagnéticos, paramagnéticos e ferromagnéticos. Um baixo magnético pode estar associado a materiais como o quartzo e o mármore, que não se magnetizam, como também pode estar relacionado às porções mais arrasadas do relevo. Gnaiss, biotita e piroxênio, por sua vez, são paramagnéticos, adquirindo baixa intensidade de magnetização, o que permite inferir que o gnaiss e rochas que contenham tais minerais, por estarem situados nas cotas topográficas intermediárias, tendem a sustentar o relevo. Já os altos magnéticos podem indicar presença de minerais ferromagnéticos ou podem indicar, ainda, altos estruturais. De acordo com Reynolds (1997), rochas metamórficas e ígneas ácidas apresentam valores intermediários de magnetização, enquanto rochas sedimentares apresentam baixa susceptibilidade magnética.

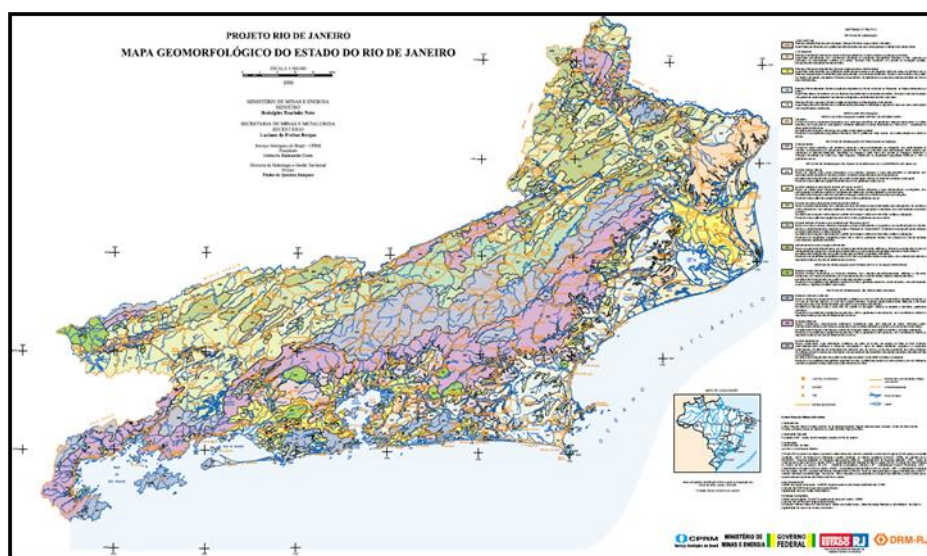


Figura4 . Mapa Geomorfológico do Estado do Rio de Janeiro, com a localização da área estudada demarcada pelo retângulo vermelho.

Fonte.Extraído de Dantas et al. (2000)

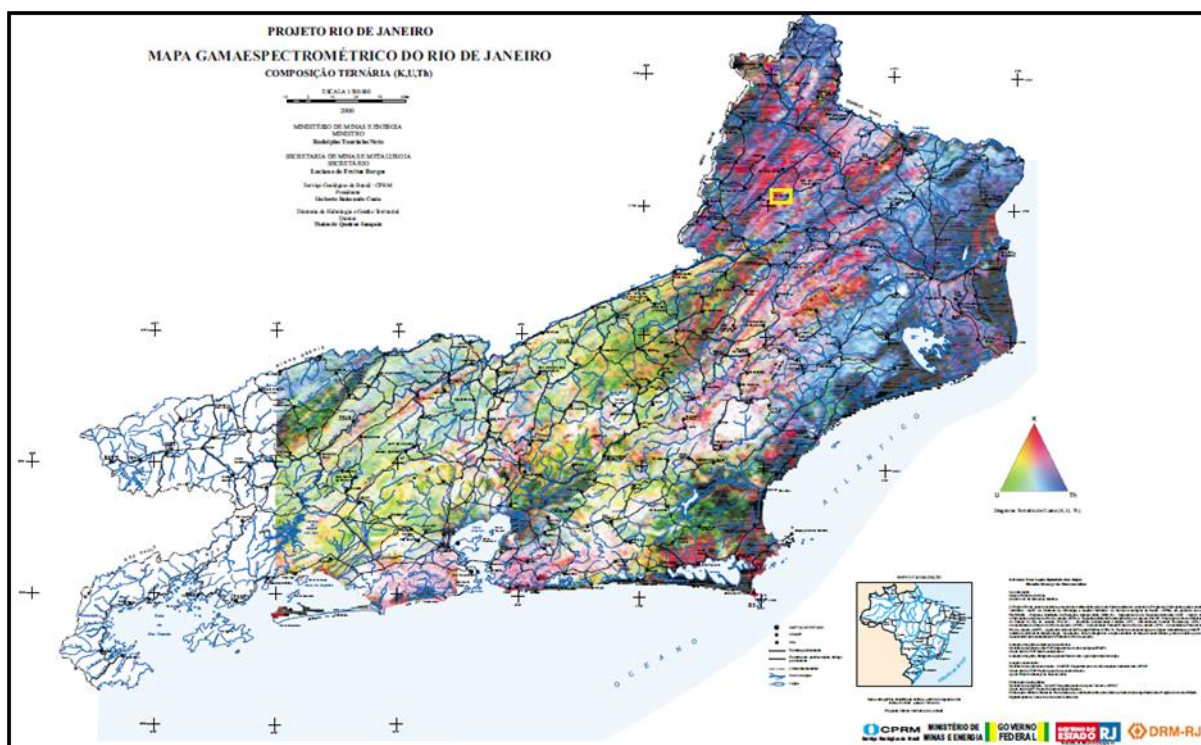


Figura 5. Mapa Gamaespectrométrico (Composição Ternária K, U, Th) do Estado do Rio de Janeiro, com a localização da área estudada demarcada pelo retângulo amarelo. CPRM

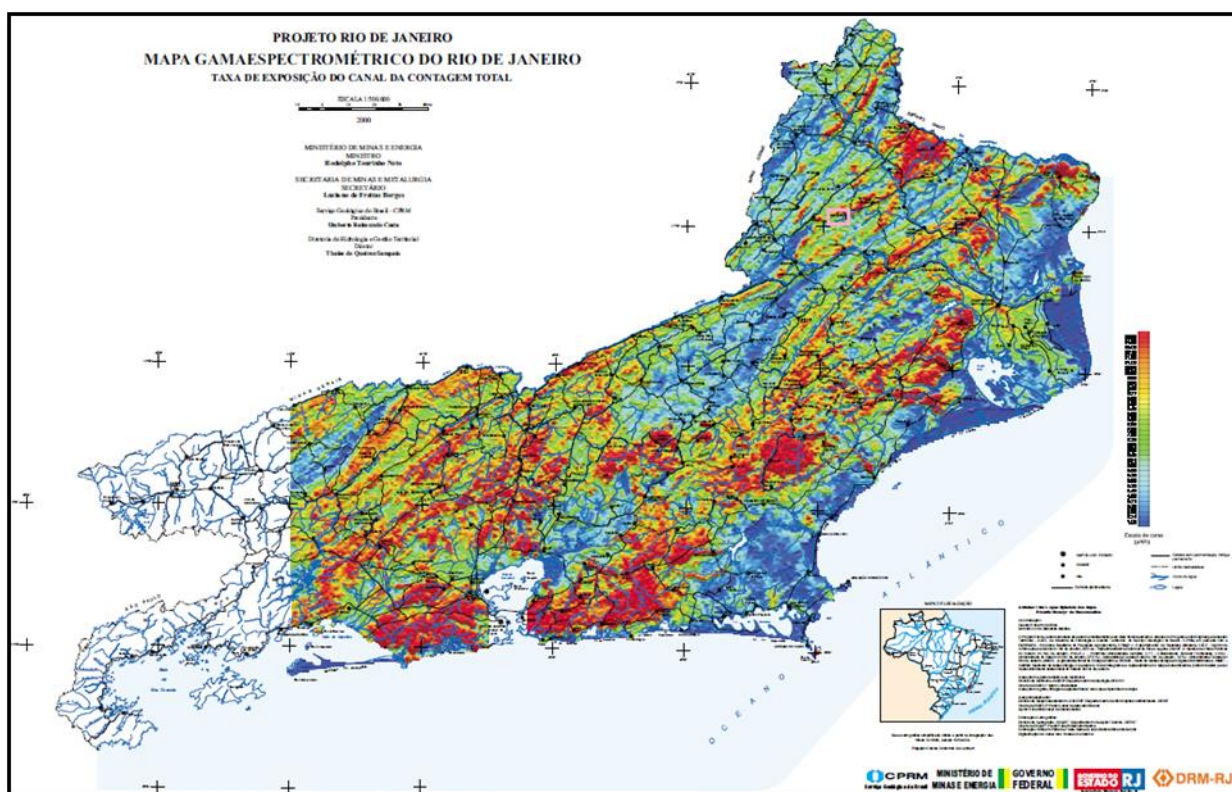


Figura 6. Mapa Gamaespectrométrico (Contagem Modal) do Estado do Rio de Janeiro, com a localização da área estudada na cor rosa. CPRM

ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS DA REGIÃO DE MONTE VERDE, MUNICÍPIO DE CAMBUCI – RJ

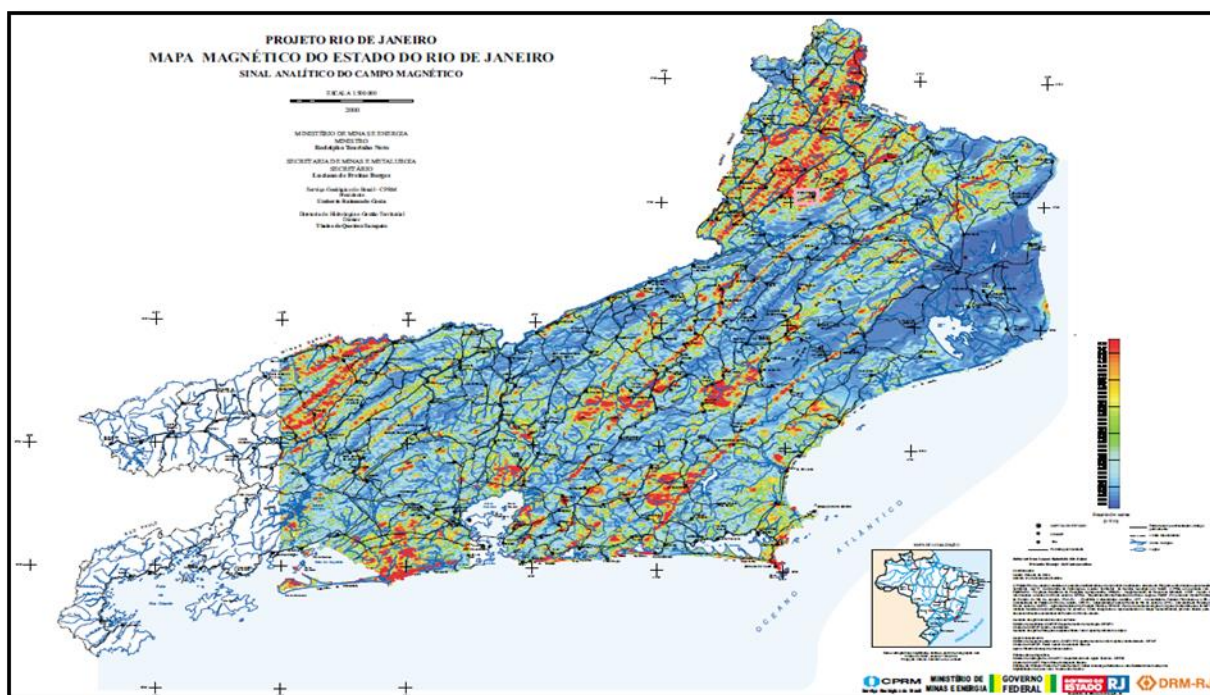


Figura 7. Mapa Magnético (Sinal Analítico do Campo Magnético) do Estado do Rio de Janeiro, com a localização da área estudada na cor rosa. CPRM

Em uma escala menor, de Souza (2011), analisou a morfologia e a tectônica da folha Itaperuna 1:100.000 (Figura8), a qual consiste na articulação das folhas Itaperuna, Bom Jesus do Itabapoana, São João do Paraíso e Italva, todas na escala de 1:50.000. Segundo de Souza (2011), o rio Muriaé, localizado à NE da área de estudo, está encaixado em um gráben de direção NW-SE. Segundo Suguio (2010), o termo gráben pode ser definido como uma depressão situada entre falhas paralelas, cujas ombreiras se encontram em um mesmo domínio litológico e com orientação concordantes com o trend de falhas e fraturas da área. A autora, desta forma, afirmou que a grande variação de cota observada na folha Itaperuna (1:100.000) não estava associada a diferenças de reologia da rocha. Segundo de Souza (2011), o gráben localizado no Rio Muriaé apresenta vários subgrábens transversais e a topografia observada na folha 1:100.000 é fortemente estruturada, sendo possível observar três superfícies topográficas distintas: 10 a 200 metros, 200 a 400 metros e de 400 a 1100 metros.

Com o auxílio do programa Google Earth e a superposição de uma ortofotomosaico, disponibilizado pelo IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística), observou-se que a área de estudo localiza-se em uma região aplainada, semelhante a um fundo de vale, de direção NE-SW, limitada a NW e SE, por um conjunto de morros de cristas escarpadas.

Na porção central da área de estudo, o relevo apresenta superfície ondulada e formas do tipo meia-laranja, caracterizando-se como um conjunto de morros arredondados, com baixa altitude e vertentes suaves, resultado do intemperismo sobre os terrenos cristalinos, com alguns morros um pouco mais altos ao se aproximar das vertentes escarpadas. Nessa porção, em especial, o vale não é muito escavado, apresentando-se mais amplo e plano. Tal característica se deve, em partes, ao fato da rede de drenagem se apresentar com padrão dendrítico a curvilíneo. A vegetação é composta em sua maioria por pastagens, com algumas porções de vegetação mais densa ocorrendo nos topos dos morros. As porções mais a noroeste e a sudeste da área de estudo, localizam-se nas escarpas de duas serras: Serra de São Romão (NW) e Serra do Monte Verde (SE).

O relevo apresenta-se bastante diferenciado por estar localizado nas encostas das duas serras e caracteriza-se pelas formas de relevo mais irregulares, com perfis alongados, cristas

bem acentuadas e encostas íngremes, convexas a retilíneas. Os vales são mais incisos e escavados nessa porção do relevo, uma vez que se encontram subordinados à drenagem em função do fluxo gravitacional, que escava e aprofunda esses estreitos vales que se encaixam no relevo íngreme (BURGOS et al., 2006). A vegetação é mais espessa, densa e se distribui de forma homogênea nessas porções mais altas do relevo.

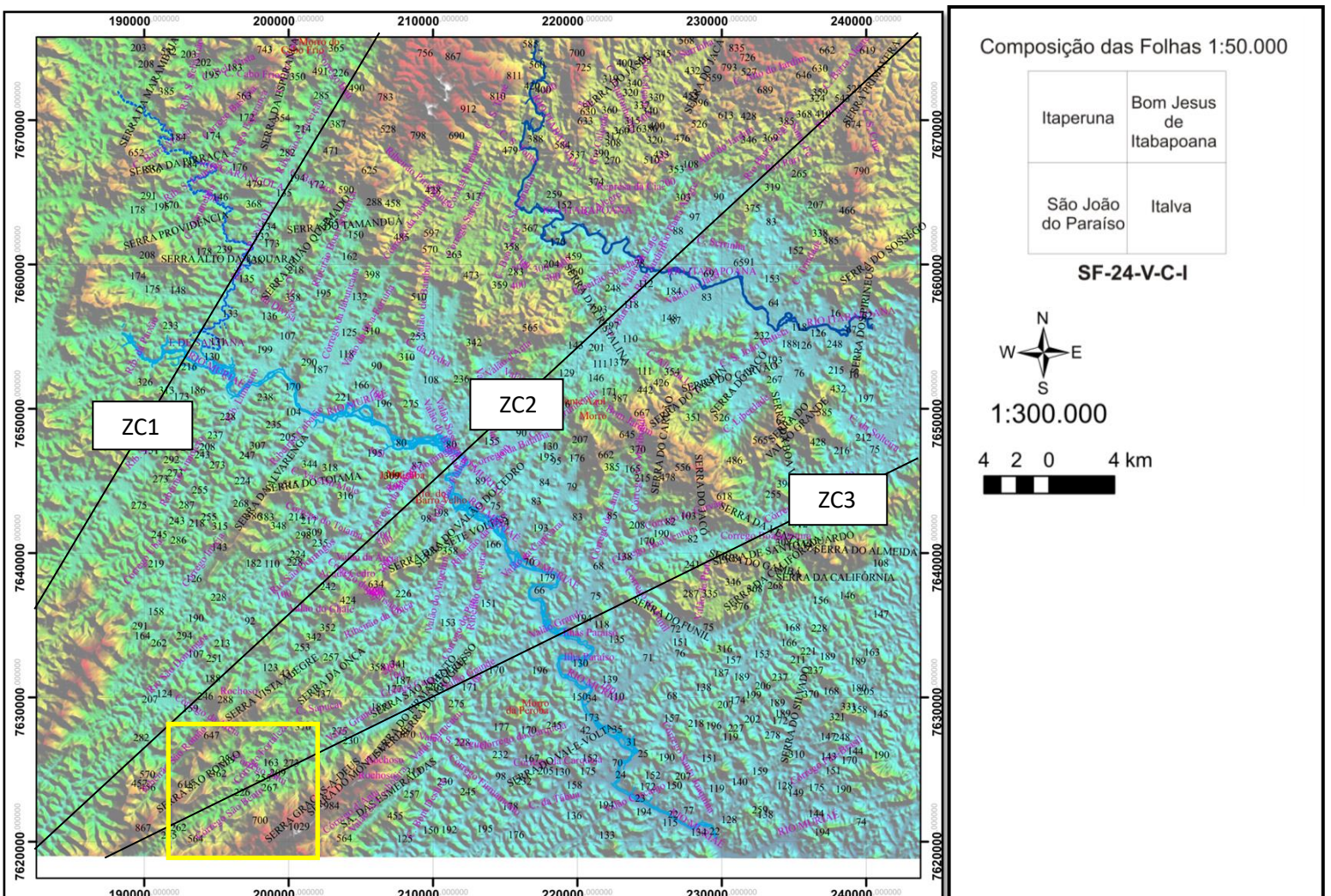


Figura 8. Mapa hipsométrico e toponímia. O quadrado amarelo destaca a área de estudo. Adaptado de Souza (2011).

CONCLUSÃO

A partir dos dados levantados, foi possível estabelecer alguns parâmetros de comparação entre o relevo da área estudada com os dados obtidos do Projeto Rio de Janeiro (2000), executado pela CPRM e do trabalho de análise morfotectônica da Folha Itaperuna (1:100.000), elaborado por de Souza (2011).

Ao comparar a área estudada com os trabalhos acima, observa-se que ocorrem três compartimentações ao que diz respeito às cotas topográficas: o domínio dos morros escarpados, o domínio dos mares de morro, com morros arredondados e a região mais rebaixada, cortada pela drenagem principal. Esta por sua vez, com direção NE-SW e altitudes variando de 180 a 270 metros. Próxima à região de drenagem, ocorre o domínio mares de morros, com topos arredondados e aplainados, encostas suaves e altitudes variando de 270 a

ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS DA REGIÃO DE MONTE VERDE, MUNICÍPIO DE CAMBUCI – RJ

400 metros. Na porção SE da área mapeada, ocorrem os morros mais escarpados, de encostas íngremes, com altitude média variando de 400 a 700 metros, podendo alcançar até 1000 metros de altitude.

Esta compartimentação do relevo apresenta certa semelhança com o trabalho de Souza (2011), a qual separou o relevo da Folha Itaperuna (1:100.000) em três porções com variação bem similar ao proposto. Em contrapartida, o projeto elaborado por Dantas et al. (2000), por utilizar uma escala de trabalho mais abrangente, contempla apenas duas compartimentações do relevo: uma com predomínio de amplitudes topográficas inferiores a 100 metros e encostas suaves e a outra com predomínio de amplitudes entre 300 e 700 metros e gradientes médios a elevados.



Figura 9. Fusão da Carta Topográfica 1:50.000 - SÃO JOÃO DO PARAÍSO, com recorte da área em estudo em amarelo - Modelo Digital de Terreno elaborado através de Superposição de Imagem utilizando o programa Google Earth (exagero da elevação do terreno = 1,5).

Fonte. Carta Topográfica 1:50.000 - SÃO JOÃO DO PARAÍSO - SF-24-G-I-3, (IBGE, 1968).

O Projeto Rio de Janeiro subdivide as características do relevo de acordo com as superfícies de erosão resultantes da tectônica mesocenozoica representada pelas depressões interplanálticas de Aziz Ab'Saber (1972). Dessa forma, os dados apresentados são de certa forma, compatíveis com a proposta dos autores. O que diferencia as compartimentações estabelecidas por Dantas et al. (2000) e este trabalho é a escala de trabalho adotada.

A análise morfotectônica realizada por de Souza (2011), propõe que as características do relevo observadas na região estão associadas com a ocorrência de um gráben no contexto do Rio Muriaé. Assim sendo, a área alvo do mapeamento pode ser caracterizada como um dos sub-grábens transversais, propostos por de Souza (2011), em função de suas características morfológicas. Todavia, vale ressaltar, que essa analogia foi baseada na estruturação do relevo apenas, não levando em conta os sedimentos quaternários analisados por de Souza em sua

obra. Para que uma associação entre a área alvo e o contexto dos sub-grábens possa realmente ser confirmada, são necessários maiores estudos na região.

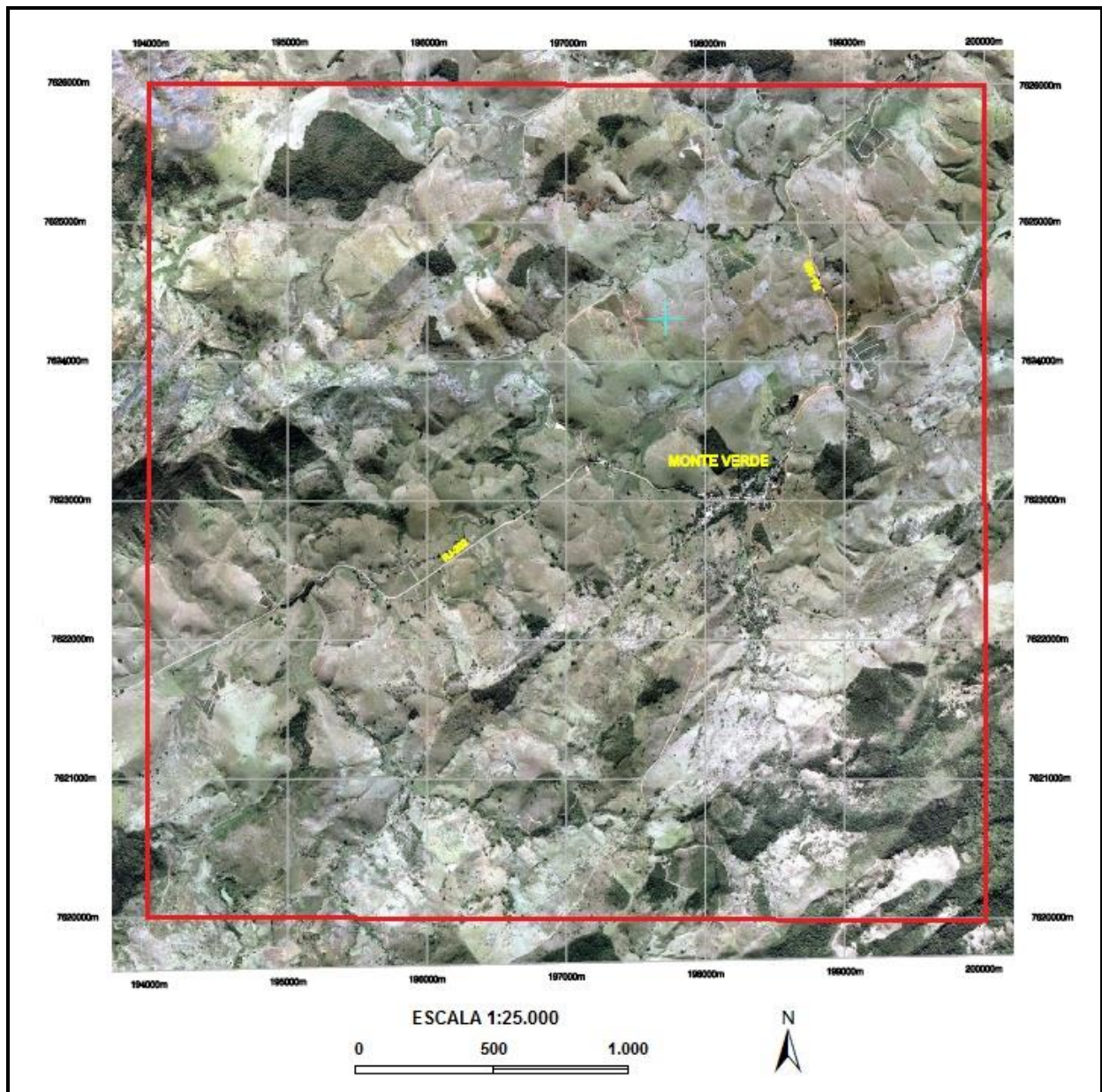


Figura 10. Ortofotomosaico obtido por processo aerofotogramétrico digital pelo IBGE, com recorte da área em estudo em vermelho. Datum: SIRGAS2000.

Fonte. Ortofotomosaico na escala 1:25.000 – MONTE VERDE - SF-24-V-C-I-3-SO, IBGE, 2008.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB'SABER, A.N. **Da participação das depressões periféricas e superfícies aplainadas na compartimentação do planalto brasileiro.** São Paulo: USP. Geomorfologia, 28. 38p. 1972.

ALMEIDA, F.F.M. **The system of continental rifts bordering the Santos basin, Brazil.** Anais da Academia Brasileira de Ciências, 48 (suplemento). p.15-26. 1976.

ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS DA REGIÃO DE MONTE VERDE, MUNICÍPIO DE CAMBUCI – RJ

ALMEIDA, F.F.M. **O Cráton do São Francisco**. Revista Brasileira de Geociências, 7: 349-364. 1977.

ALMEIDA, F.F.M.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R. **Brazilian structural provinces: an introduction**. Earth Science Reviews 17, 1-29. 1981.

BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R.; SILVA, J.X. **Considerações a respeito da evolução das vertentes**. Boletim Paranaense de Geografia, 16/17, Curitiba, p. 85-116, 1965.

BURGOS, C. D., FORNACIARI A. F., WANDERLEY C. T. **Caracterização dos Patamares escalonados do Sul Capixaba com enfoque no estudo do processo de esfoliação em rocha (Espírito Santo – Brasil)** in VI Simpósio Nacional de Geomorfologia/Regional Conference on Geomorphology, Goiania-GO, 2006.

COELHO NETTO, et al. Mecanismos e condicionantes geo-hidroecológicos do voçorocamento em ambiente rural: implicação na estabilidade de encostas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 26, CD-ROM, Rio de Janeiro, 1997.

DANTAS, M. E. et al. Geomorfologia do Estado do Rio de Janeiro. In: SILVA, Cássio Roberto; MEDINA, Antonio Ivo M. (Coords.). **Projeto Rio de Janeiro**. Brasília: CPRM, 2000. 69 p., il., mapas.

DE SOUZA, A. M. **Análise Morfotectônica com Base na Interpretação da Rede de Drenagem na Folha Itaperuna 1:100.000 (RJ)**. Especialização em Geologia do Quaternário. Museu Nacional – Departamento de Geologia e Paleontologia. UFRJ. Monografia 61 p. 2011.

DUARTE, C. **Litogeoquímica do Complexo Serra da Bolívia na Região de Monte Verde, Cambuci, Noroeste do Estado do Rio de Janeiro**. Monografia. Departamento de Geologia Regional e Geotectônica. UERJ, 2014.

DUARTE, B.P.; TUPINAMBÁ, M.; NOGUEIRA, J. R.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J. C. H.; PORTO JUNIOR, R.; MENEZES, P. T. L. 2012a. **Unidades Litoestratigráficas**. In: **Nota explicativa da Folha Itaperuna (SF.24-V-C-I)**. Programa Geologia do Brasil. Programa Geologia do Brasil. Belo Horizonte: CPRM. 2012.

HEILBRON M., PEDROSA-SOARES A.C., CAMPOS NETO M., SILVA L.C., TROUW R.A.J., JANASI V.C. 2004a. A Província Mantiqueira. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds.) **O Desvendar de um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo, Ed. Beca, cap. XIII, p. 203-234.

HEILBRON M., PEDROSA-SOARES A.C., CAMPOS NETO M., SILVA L.C., TROUW R. A. J., JANASI V.C. 2004b. **Brasiliano Belts in SE Brazil**. Journal of Virtual Explorer, Volume 17.

IBGE. São João do Paraíso, Escala 1:50.000, Folha SF-24-G-I-3 - Carta Topográfica, color. Rio de Janeiro, 1968.

IBGE. Ortofotomosaico Monte Verde, Escala 1:25.000, Folha SF-24-V-C-I-3-SO. Rio de Janeiro, 2008.

REYNOLDS, J. M. **An Introduction to Applied and Environmental Geophysics**, John Wiley and Sons Ltd, Chichester, 1997, 796 pp.

RICCOMINI, C. **O rift continental do Sudeste do Brasil**. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências/USP, 1989, 256 p.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2010, 408 p.

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; DUARTE, B.P.; NOGUEIRA, J.R.; VALLADARES, C.S.; ALMEIDA, J.C.H.; EIRADO, L.G.; MEDEIROS, S.R.; ALMEIDA, C.G.; MIRANDA, A.; RAGATKY, C.D.; MENDES, J.; LUDKA, I. **Geologia da Faixa Ribeira setentrional: Estado da Arte e Conexões com a Faixa Araçuaí**. In: Rev. Geonomos v.15 (1), p. 67-79. 2007.

Capítulo 6

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DO MACIÇO INTRUSIVO AFONSO CLÁUDIO (1:25.000), REGIÃO SERRANA DO ESTADO DO ESPÍRITO SANTO

Ramon de Oliveira Aranda¹, Edgar Batista de Medeiros Júnior², Alexandre de Oliveira Chaves³, Ricardo Venturini Júnior³, André Victor da Silva Corrado⁴, Ledson Alexandre Silveira Sathler⁵, Daniel Tonini Peterle⁴, Afonso Rainha Bozzi⁴, Iuri Rodrigues Lobão³

RESUMO. O Maciço Intrusivo Afonso Cláudio (MIAC) é um corpo ígneo de formato circular com aproximadamente 73 km². Se localiza no município de Afonso Cláudio, na região serrana do estado do Espírito Santo. Faz parte dos chamados granitoides pós-colisionais ou Supersuíte G5 do Orógeno Araçuai. Este trabalho apresenta os dados de mapeamento geológico (dados de ambiente SIG integrados com dados de campo) e petrográficos básicos. O MIAC está encaixado em granitoides pré-colisionais (Supersuíte G1) e gnaisses aluminosos (Complexo Nova Venécia). Este corpo ígneo possui dois núcleos máficos, compostos por monzogabro e monzodiorito, circundados por quartzo monzonito. Entre estas unidades ocorrem zonas de mistura física de magmas (*mingling*). Ocorrem localmente jotunitos e mangeritos na zona de mistura física próximo a localidade de Graminha. Além disso, veios de quartzo e diques sienograníticos, quartzo-feldspáticos e pegmatíticos ocorrem em toda a sua extensão. Enclaves e autólitos são encontrados por todo o MIAC, principalmente no quartzo monzonito.

PALAVRAS-CHAVE. Granitoide pós-colisional; Orógeno Araçuai; Supersuíte G5;

INTRODUÇÃO

O Maciço Intrusivo Afonso Cláudio (MIAC) é um corpo ígneo intrusivo de formato circular com aproximadamente 73 km² de área. Se encontra localizado no município homônimo, na região serrana do estado do Espírito Santo. Geotectonicamente se encontra inserido no Orógeno Araçuai, sendo um representante dos “granitoides” pós-colisionais ou Supersuíte G5 deste orógeno (PEDROSA-SOARES e WIEDEMANN-LEONARDOS, 2000; PEDROSA-SOARES et al., 2001; VIEIRA, 2015) (figura 1).

O MIAC não tinha sido alvo de estudos detalhados, somente estudos de cunho regional, com destaque para os grandes trabalhos de mapeamento geológico no estado do

¹Universidade Federal de Minas Gerais(UFMG), Instituto de Geociências (IGC), Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa (CPMTC), Programa de Pós-graduação em Geologia - Belo Horizonte, MG, Brasil

²Universidade Federal de Ouro Preto(UFOP), Departamento de Geologia (DEGEO) - Ouro Preto, MG, Brasil

³Geólogo autônomo - Vila Velha, ES, Brasil

⁴ Universidade Federal do Espírito Santo (UFES), Departamento de Geologia (DEGEL) – Alegre, ES, Brasil

⁵Mineração Corcovado – Serra, ES, Brasil

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DO MACIÇO INTRUSIVO AFONSO CLÁUDIO (1:25.000), REGIÃO SERRANA DO ESTADO DO ESPÍRITO SANTO

Espírito Santo, nas décadas de 70, 80 e 90. As principais referências encontradas que abordam este maciço foram Silva e Ferrari (1976), Filho et al. (1983), Féboli et al. (1993), Vieira (1993), Signoreli et al. (1993) e Vieira (2015). Publicações em periódicos e congressos/simpósios de geociências são extremamente raros, sendo encontrado somente o trabalho de Paradella et al. (1978). Resumidamente, os autores mapearam rochas máficas gabróicas e dioríticas no centro do MIAC, que ocorrem em cotas rebaixadas, circundadas por uma unidade félsica que ocorre em cotas mais altas, tendo uma diferença bem brusca no relevo, ocorrendo em grandes pontões arredondados e pães-de-açúcar, que são granitos porfiríticos. Além disso, localmente se cartografou noritos e monzonitos. O contato com as rochas encaixantes foi descrito como abrupto, tendo uma passagem repentina de rochas metamórficas para rochas ígneas, ocorrendo também algumas injeções de granito porfirítico nas encaixantes e enclaves das encaixantes assimilados pelo granito porfirítico. As principais unidades encaixantes são gnaisses aluminosos do Complexo Nova Venécia e granitoides pré-colisionais da Supersuíte G1 do Orógeno Araçuaí. Uma breve síntese do histórico do mapeamento se encontra na tabela 1.

Tabela 1: Síntese do histórico do mapeamento geológico do MIAC (regionalmente)

Trabalho	Rochas do MIAC	Rochas encaixantes	Observações
Silva e Ferrari (1976)	Biotita granito, granito pórfiro, biotita-hiperstênio diorito e augita-hiperstênio gabro	Paragnaisses	Observaram contatos abruptos das rochas do MIAC com as encaixantes
Paradella. <i>et al.</i> (1978)	Rochas graníticas, dioríticas e gabróicas	Ortognaisses e paragnaisses	É um trabalho de sensoriamento remoto, destacaram a dificuldade do mapeamento por sensoriamento remoto neste maciço. Ressaltaram a ocorrência de uma região central rebaixada composta por rochas máficas, circundadas por rochas graníticas em um relevo maior
Filho <i>et al.</i> (1983)	Mesmas de Silva e Ferrari (1976) e tonalitos	Ortognaisses e paragnaisses	Estabeleceram uma região central rebaixada composta por rochas máficas, com um relevo mais elevado em volta, composto por granito porfirítico. Também observaram as relações de contato abrupto entre as rochas do MIAC e as

			encaixantes
Féboli <i>et al.</i> (1993)	Granito porfirítico, norito, quartzo diorito e quartzo monzonito	Paragnaisses	Mapearam enclaves de rocha cálciossilicática no granito porfirítico
Signorelli <i>et al.</i> (1993)	Granito porfirítico, piroxênio monzonito, quartzo diorito e diorito	Ortognaisses e paragnaisses	Destacaram uma região central rebaixada coberta por um depósito aluvionar e blocos rolados de diorito e quartzo diorito. Mapearam injeções do granito porfirítico nas encaixantes e enclaves de diorito, quartzo diorito e de rocha calciossilicática no granito porfirítico
Vieira <i>et al.</i> (1993)	Mesmas de Signorelli <i>et al.</i> 1993		Cartografam enclaves de gnaiss no granito porfirítico
Vieira (2015)	Mesmas de Signorelli <i>et al.</i> 1993		Ressalta o que foi falado por Signorelli <i>et al.</i> (1993)

Este trabalho se iniciou como um trabalho de iniciação científica, evoluindo para um Trabalho de Conclusão de Curso (TCC) e se tornando posteriormente a dissertação de mestrado do autor principal. Devido isto, grande quantidade de material e dados foram adquiridos, não fazendo sentido serem apresentados de forma separada, logo, neste trabalho serão apresentados a compilação de todos os dados de mapeamento geológico na escala de 1:25.000 (mapa geológico) e petrografia básica das unidades mapeadas que fazem parte do corpo ígneo e as suas encaixantes. Dados mais refinados sobre a petrografia, geoquímica, geocronologia e evolução geológica se encontrarão disponíveis em futuros artigos dos principais autores (ARANDA *et al.*, em avaliação).

Foi definido a ocorrência de dois núcleos máficos, compostos por monzodiorito e monzogabro, circundados por quartzo monzonito. Tais unidades ocorrem com um contato brusco entre si, onde as rochas máficas ocorrem em cotas rebaixadas, enquanto as rochas félsicas ocorrem em cotas mais elevadas. Além disso entre estas unidades ocorrem zonas de mistura física de magmas (*mingling*). Na zona de mistura física da região de Graminha foram cartografados localmente jotunito e mangerito. No núcleo máfico na região do Empossado chama a atenção um grande depósito quaternário, onde aparentemente recobre um dos núcleos máficos deste maciço, sendo encontrado muitos blocos rolados de rochas máficas e quartzo monzonito. Frequentemente o MIAC é cortado por diques sienograníticos, diques pegmatíticos (compostos principalmente por quartzo e feldspato, com biotita ocasional) e diques quartzo-feldspáticos, além de veios de quartzo. O contato das rochas do MIAC com as suas encaixantes também ocorre de maneira abrupta, com os granitos porfiríticos se destacando em relevo. As rochas encaixantes são gnaisses aluminosos do Complexo Nova Venécia e metagranitoides e ortognaisses da Supersuíte G1.

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DO MACIÇO INTRUSIVO AFONSO CLÁUDIO (1:25.000), REGIÃO SERRANA DO ESTADO DO ESPÍRITO SANTO

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

O MIAC se encontra localizado no nordeste do município homônimo (figura 1), se situa entre a sede do município e os distritos de São Francisco Xavier do Guandu e Serra Pelada.

O município de Afonso Cláudio está localizado regionalmente na região serrana do estado do Espírito Santo, se distancia cerca de 140 km de Vitória, capital do estado do Espírito Santo. Existem diversas rotas que conectam estas duas cidades, porém o percurso mais utilizado é partindo de Vitória saindo pela BR-101, logo depois acessando a BR-262 e por fim acessando a ES-165, entrando nela pouco antes de chegar ao município de Venda Nova do Imigrante.

Partindo de Afonso Cláudio em direção ao MIAC o acesso é bem facilitado, as estradas ES-165, ES-484 e ES-460 contornam o maciço quase inteiro. Além disso diversas estradas vicinais cortam este corpo ígneo, facilitando o acesso a diversas regiões. Os pontos de mais difícil acesso são em cotas mais elevadas, onde existem uma quantidade e qualidade inferior de estradas.

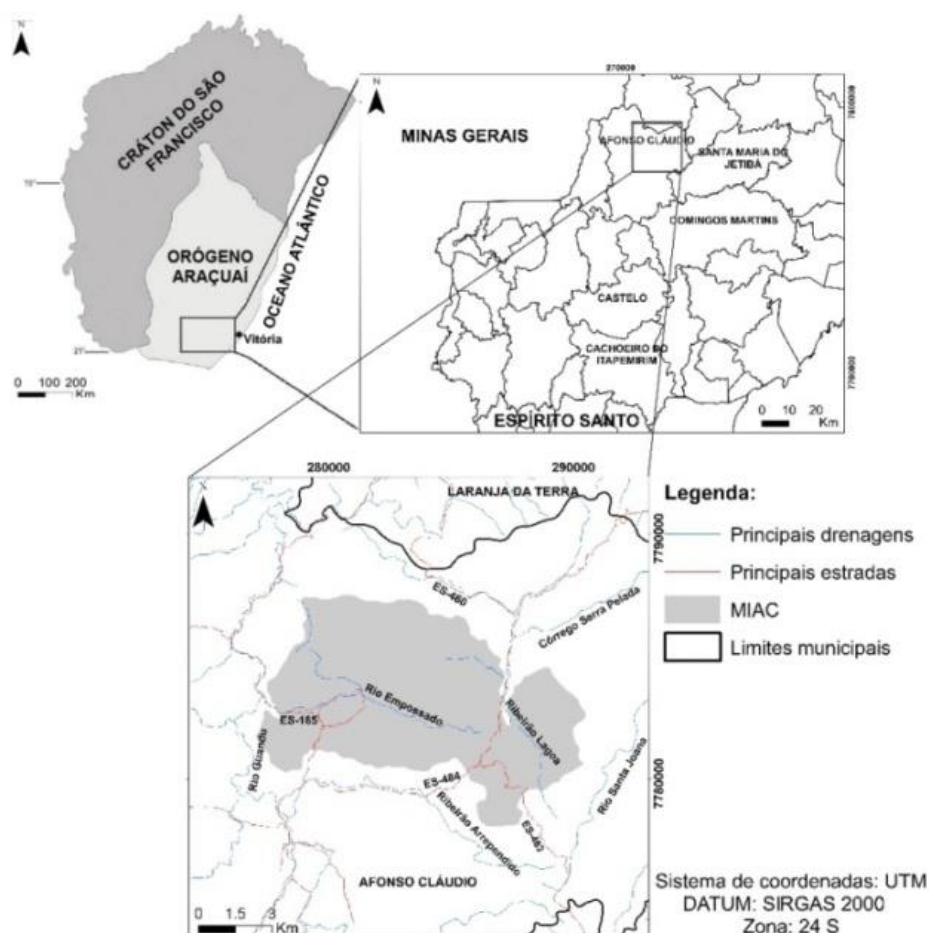


Figura 1: Contexto geotectônico, localização regional e local do MIAC. Fonte: Aranda et al. (em avaliação)

METODOLOGIA

Assim como todo trabalho de mapeamento geológico básico, este trabalho seguiu três etapas básicas, que são as etapas de pré-campo, campo e pós-campo (laboratorial). A etapa de pré-campo consistiu em uma detalhada análise bibliográfica (resumos de congresso/simpósio, artigos científicos e cartas geológicas) e uma detalhada análise de imagens de satélite e de

aerogeofísica. A etapa de campo se dividiu em diferentes etapas, somando no total 29 dias de campo e 298 pontos visitados. Na etapa de pós-campo (ou laboratorial) foram selecionadas 61 rochas para confecção de lâminas petrográficas (12 lâminas para as rochas encaixantes e 49 lâminas para as rochas do MIAC), descrição das mesmas e integração dos dados desta etapa com os dados das etapas anteriores para gerar o mapa geológico final.

As lâminas petrográficas foram confeccionadas nos laboratórios de laminação do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (DEGEL-UFES) (2 lâminas), do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto (DEGEO-UFOP) (13 lâminas) e do Centro de Pesquisas Manoel Teixeira da Costa, Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais (CPMTC-IGC-UFMG) (46 lâminas), sendo descritas sob microscópio Nikon do Laboratório de Microscopia do DEGEL-UFES, microscópio Zeiss Axioskop 40 no Laboratório de Rochas Ornamentais do CPMTC e microscópio Olympus BX-41 no Laboratórios de Microscopia do IGC-UFMG e classificadas com os termos propostos por Le Maitre (2002).

RESULTADOS

Com a integração dos dados em ambiente SIG com os dados de mapeamento geológico e petrográficos se foi identificado sete litologias predominantes na área de estudo (figura 2), onde quatro fazem parte do MIAC (monzogabro, monzodiorito, quartzo monzonito e sienogranito) e três fazem parte das encaixantes (allanita metagranitoide, granada-cordierita-sillimanita-biotita gnaiss e granada-sillimanita-biotita gnaiss).

Para um entendimento inicial deste corpo ígneo, se foi realizada uma detalhada análise de imagens de satélite e de imagens aerogeofísicas. Ambas as análises trouxeram informações iniciais valiosas para o entendimento da geologia na região. Serão expostas aqui os produtos que trouxeram as mais valiosas informações iniciais.

Com a análise das imagens de SRTM refinadas para 30 m (figura 3A) e Modelo Digital de Elevação (MDE) (figura 3B) ficou nitidamente definido a ocorrência de um corpo circular na região que se destaca em relevo, este corpo é o MIAC. O MIAC apresenta diferenças topográficas em seu interior e com as suas encaixantes. As rochas félsicas do MIAC ocorrem em relevos elevados, dando um grande contraste com as rochas máficas do seu interior e com as suas encaixantes. Uma característica que chama muita a atenção nestas imagens é uma grande área aplainada no interior do MIAC, que representa o núcleo máfico do maciço da região de Empossado. O outro núcleo máfico do MIAC não foi bem caracterizado com as análises destas imagens. As rochas encaixantes além de apresentarem uma grande diferença de relevo com as rochas do MIAC, também apresentam diferenças topográficas sutis entre elas, não sendo possível se ter fatos conclusivos para essa subdivisão com a análise destas imagens. Com a análise da imagem de MDE também foi possível identificar um *trend* de lineamentos preferencial para NE na região, variando de NNE para ENE em função do MIAC.

As análises das imagens aerogeofísicas reforçaram a ocorrência de um corpo ígneo e permitiram uma melhor delimitação da sua extensão em área e das diferentes litologias que compõem o MIAC e as suas encaixantes. A imagem aerogeofísica magnetométrica de sinal analítico sombreada (figura 3C) ressaltou bem a ocorrência de um corpo ígneo, ressaltando o seu formato circular, com esta estrutura apresentando-se como uma forte anomalia positiva, tendo uma grande diferença de resposta com as suas encaixantes, que apresentam valores menores. Fato interessante é que todos os corpos da Supersuíte G5 conhecidos do estado do Espírito Santo, ficam bem caracterizados como anomalias positivas neste tipo de imagem aerogeofísica (CAMPOS et al., 2016). A imagem aerogeofísica radiométrica de contagem total sombreada (figura 3D) também mostra bem a delimitação do MIAC, porém nesta

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DO MACIÇO INTRUSIVO AFONSO CLÁUDIO (1:25.000), REGIÃO SERRANA DO ESTADO DO ESPÍRITO SANTO

imagem já é possível ver diferenças nas respostas das rochas do MIAC e das encaixantes. Ocorre uma borda no MIAC com uma forte anomalia positiva que representa as suas rochas félsicas (quartzo monzonito) rodeando duas porções em seus centros com uma anomalia negativa, que são os seus núcleos máficos (monzogabro e monzodiorito). Já as encaixantes ocorrem com menores valores de resposta se comparado as rochas félsicas do MIAC. As encaixantes também apresentam respostas diferentes entre si, variando entre valores negativos e intermediários, porém não apresentando ainda respostas conclusivas em relação as encaixantes, somente que existem diferentes litologias. A imagem aerogeofísica radiométria ternária (figura 3E) foi a que melhor mostrou resultados positivos em relação a delimitação de diferentes litologias, se aproximando bastante do mapa geológico (figura 2). O MIAC ficou bem caracterizado, com uma borda com altos valores de K e Th (quartzo monzonito), apresentando dois núcleos com anomalias negativas de K, U e Th (monzodiorito e monzogabro). Já as encaixantes ficaram bem definidas, o granada-cordierita-sillimanita-biotita gnaiss apresenta valores negativos destes três elementos, com um leve enriquecimento em Th, o granada-sillimanita-biotita gnaiss apresenta valores de U maior que a outra unidade paraderivada, já a allanita metagranitoide apresenta valores maiores de K e Th se comparado às paraderivadas. Nesta imagem é possível notar duas fortes anomalias lineares dos três elementos a leste e oeste do maciço, possivelmente representam duas zonas de cisalhamento. A imagem aerogeofísica de radiométrica do canal de K sombreado (figura 3F) também reforça as hipóteses levantadas pela imagem ternária. O MIAC apresenta uma borda com altos valores de K (quartzo monzonito) com seu núcleo máfico apresentando uma forte anomalia negativa (monzogabro e monzodiorito). Em relação as encaixantes, as rochas paraderivadas apresentam valores menores de K, enquanto as rochas ortoderivadas apresentam valores maiores, porém ainda menores que as bordas do MIAC. Dois *trends* lineares com anomalias positivas de K também são distinguidas nos seus limites leste e oeste, que representam zonas de cisalhamento.

O trabalho de campo e as análises petrográficas trouxeram informações que se combinaram com as informações obtidas em ambiente SIG. Aqui serão apresentados os dados de mapeamento geológico e petrográficos básicos. Dados mais refinados sobre a petrografia se encontrarão disponíveis em Aranda et al. (em avaliação).

O MIAC se encontra encaixado em granada-cordierita-sillimanita-biotita gnaiss a norte e sul, em granada-sillimanita-biotita-gnaiss a noroeste (ambos gnaisses aluminosos do Complexo Nova Venécia) e allanita metagranitoidea leste e oeste (metagranitoides e ortognaisses representatntes da Supersuíte G1). As rochas encaixantes não serão detalhadas aqui por não serem o foco principal do trabalho, dados mais relevantes sobre estas rochas podem ser encontrados em Pedrosa-Soares et al. (2007), Gradim et al. (2014) e Vieira (2015). O contato das rochas encaixantes com as rochas do MIAC é facilmente cartografado, este contato é abrupto, marcado por uma forte discrepância no relevo, onde as rochas do MIAC ocorrem em grandes relevos do tipo pontões arredondados e pães-de-açúcar, enquanto as encaixantes ocorrem em relevos do tipo mares de morroe pequenos pães-de-açúcar. Próximo ao contato com o MIAC é possível se identificar feições de migmatização, principalmente nas rochas paraderivadas do Complexo Nova Venécia, onde o neossoma é representado por um leocogranito. Além disso, próximo ao contato ocorrem injeções de quartzo-monzonito nas encaixantes. Uma característica que chama a atenção é que as foliações das encaixantes ficam abauladas em função da intrusão próximo ao MIAC, outra característica recorrente é que em algumas porções as foliações se apresentam verticalizadas. Indícios de milonitização também são cartografados, os principais indícios são sombras de pressão em porfiroclastos de feldspato em amostra de mão e sinais de recristalização em cristais de quartzo e feldspato e cristais de quartzo estirados em lâmina delgada.

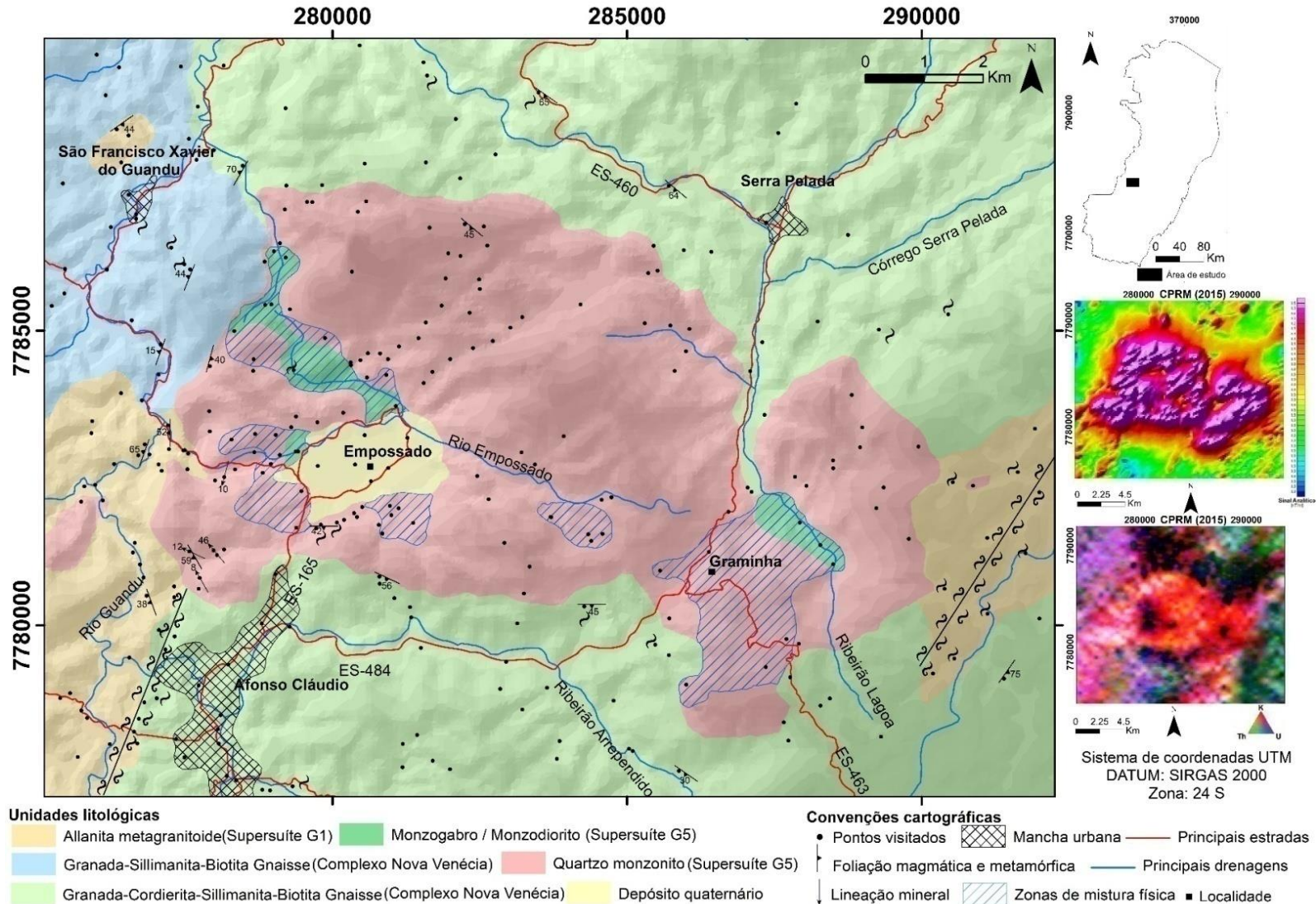


Figura 2: Mapa geológico do Maciço Intrusivo Afonso Cláudio, na escala 1:25.000. Fonte: Aranda et al. (em avaliação).

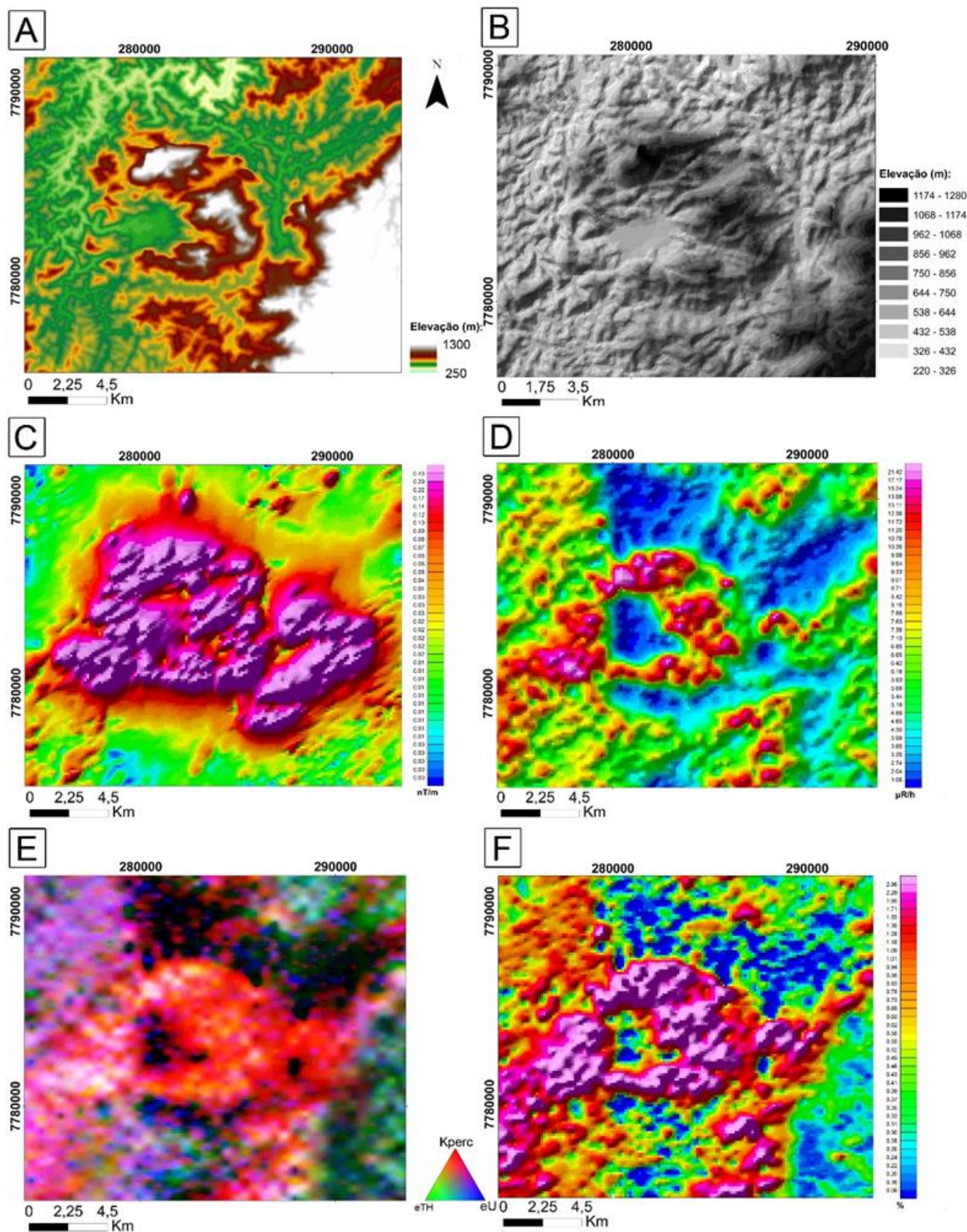


Figura 3: A: Imagem de SRTM refinada para 30 m. B: Modelo Digital de Elevação. C: Imagem aerogeofísica magnetométrica de sinal analítico sombreada. D: Imagem aerogeofísica radiométrica de contagem total sombreada. E: Imagem aerogeofísica radiométrica ternária. F: Imagem aerogeofísica radiométrica canal de K sombreada. Fonte: EMBRAPA (2015) e CPRM (2015).

O MIAC se encontra encaixado em granada-cordierita-sillimanita-biotita gnaisses a norte e sul, em granada-sillimanita-biotita-gnaisses a noroeste (ambos gnaisses aluminosos do Complexo Nova Venécia) e allanita metagranitoidea leste e oeste (metagranitoides e ortognaisses representatntes da Supersuíte G1). As rochas encaixantes não serão detalhadas aqui por não serem o foco principal do trabalho, dados mais relevantes sobre estas rochas podem ser encontrados em Pedrosa-Soares et al. (2007), Gradim et al. (2014) e Vieira (2015). O contato das rochas encaixantes com as rochas do MIAC é facilmente cartografado, este contato é abrupto, marcado por uma forte discrepância no relevo, onde as rochas do MIAC ocorrem em grandes relevos do tipo pontões arredondados e pães-de-açúcar, enquanto as encaixantes ocorrem em relevos do tipo mares de morroe pequenos pães-de-açúcar. Próximo ao contato com o MIAC é possível se identificar feições de migmatização, principalmente nas rochas paraderivadas do Complexo Nova Venécia, onde o neossoma é representado por um leocogranito. Além disso, próximo ao contato ocorrem injeções de quartzo-monzonito nas encaixantes. Uma característica que chama a atenção é que as foliações das encaixantes ficam abauladas em função da intrusão próximo ao MIAC, outra característica recorrente é que em algumas porções as foliações se apresentam verticalizadas. Indícios de milonitização também são cartografados, os principais indícios são sombras de pressão em porfiroclastos de feldspato em amostra de mão e sinais de recristalização em cristais de quartzo e feldspato e cristais de quartzo estirados em lâmina delgada.

Foram identificadas 4 litologias principais no MIAC, sendo três delas mapeáveis (quartzo monzonito, monzodiorito e monzogabro) e uma ocorrendo frequentemente como diques (sienogranito), não mapeável na escala do mapa geológico (figura 2). Ocorrem também muitos diques quartzo-feldspáticos, diques pegmatíticos (compostos principalmente por quartzo e feldspato, com biotita ocasional) e veios de quartzo. Muito localmente ocorrem jotunito e mangerito. Basicamente o MIAC é composto por dois núcleos máficos compostos por monzogabro e monzodiorito circundados por quartzo monzonito (figura 4A), que é a rocha que predomina em área no MIAC. Estas rochas são separadas por zonas de mistura física de magmas (*mingling*). Nas bordas do maciço a foliação magmática é frequente, enquanto nas outras porções esta foliação é ausente. Durante toda a sua extensão são cartografados xenólitos e autólitos de outras unidades sendo envolvidos pelas rochas do MIAC, principalmente pelo quartzo monzonito. Os xenólitos encontrados das rochas encaixantes são compostos principalmente por allanita metagranitoide e por gnaisses aluminosos. Além deles, também ocorrem xenólitos de anfibolito e tonalito, que podem ser representantes da Supersuíte G1, e xenólitos de rochas calciosilicáticas, que são possíveis representantes do Complexo Nova Venécia. A maioria dos xenólitos não reagem com o magma, sendo raros os xenólitos com feição de fusão parcial, ocorrendo aparentemente com alguns poucos xenólitos de allanita metagranitoide. Observou-se muitos autólitos de monzodiorito e monzogabro assimilados pelo quartzo monzonito.

Os núcleos máficos do MIAC são compostos por monzodiorito, em maior porção, e monzogabro, sendo cartografados mais frequentemente como autólitos. Não se foi possível mapear estas duas unidades separadamente, visto que ambas ocorrem associadas e afloramentos destas rochas são escassos, sendo registrados afloramentos principalmente em leitos de drenagens (figura 4B). Ocorrem em regiões rebaixadas circundadas por quartzo monzonito, que contrastam muito em relevo, estes ocorrendo em grandes pães-de-açúcar e pontões arredondados (figura 4C). O núcleo máfico da região de Empossado (figura 4A) a oeste destaca, sendo uma grande área plainada coberta por um grande depósito quaternário, onde é comum se encontrar blocos rolados de monzodiorito, em maior quantidade, monzogabro e quartzo monzonito. Afloramentos nesta região são escassos, encontrados somente em leitos de drenagens.

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DO MACIÇO INTRUSIVO AFONSO CLÁUDIO (1:25.000), REGIÃO SERRANA DO ESTADO DO ESPÍRITO SANTO

O monzogabroé uma rocha de tonalidade acinzentada (figura 4D), máfica, holocristalina, de textura porfirítica e matriz fanerítica. A matriz possui uma granulação fina a média (0,125 mm a 3 mm), enquanto os fenocristais apresentam uma granulação média a grossa (4 mm a 6 mm), ocasionalmente ocorrem alguns fenocristais com uma granulação de até 2 cm. Em geral os cristais são xenomórficos a idiomórficos. Estruturalmente é uma rocha maciça. Mineralogicamente a rocha é composta por plagioclásio, biotita, clinopiroxênio, k-feldspato, ortopiroxênio, quartzo, minerais opacos, hornblenda, apatita, zircão, sericita e carbonato.

O monzodiorito é uma rocha acinzentada (figura 4E e 4F), porém em uma tonalidade mais escura que o monzogabro, máfica, fanerítica, holocristalina, inequigranular, localmente porfirítica, com uma granulação variando de fina a média (0,125 mm a 2,5 mm). Nas poucas amostras porfiríticas os fenocristais chegam a uma granulação grossa (aproximadamente 6 mm). Em algumas amostras ocorre uma textura glomeroporfirítica, com agregados de feldspato, quartzo, biotita e clinopiroxênio que se destacam da matriz. A forma dos cristais varia de xenomórfica a idiomórfica. Estruturalmente é uma rocha maciça. A rocha é composta por plagioclásio, biotita, hornblenda, clinopiroxênio, k-feldspato, quartzo, minerais opacos, apatita, titanita, zircão, sericita, carbonato e Mg-Fe clorita.

O quartzo monzonito (figura 4G, 4H e 5A) é uma rocha félsica, holocristalina, de textura porfirítica e matriz fanerítica. A matriz possui uma granulação fina a média (0,5 mm a 4 mm), enquanto os pórfiros variam em uma granulação média a grossa (4 mm a 4 cm). Os principais fenocristais são de microclina, ocorrendo também fenocristais de plagioclásio, algumas poucas amostras possuem cristais de quartzo que ocorrem em uma granulação maior. A forma dos cristais varia de xenomórfica a idiomórfica. Nas bordas do maciço esta litologia apresenta a foliação magmática marcada, diferente das porções mais centrais que ocorrem sem foliação. A foliação ígnea é marcada principalmente pelos pórfiros de microclina e plagioclásio e cristais de biotita. A rocha é composta por microclina, plagioclásio, quartzo, biotita, hornblenda, minerais opacos, titanita, apatita, allanita, zircão, sericita, carbonato, clorita (Mg- Fe, Fe-Mg eFe) e muscovita.

As unidades que compõem o MIAC são frequentemente cortadas por veios e diques. Os principais veios são de quartzo e ocorrem milimétricos a centimétricos, assim como os diques quartzo-feldspáticos, que também são muito comuns e ocorrem nesta espessura. Diques pegmatíticos (Figura 5B) também são bem frequentes, ocorrendo centimétricos a métricos. São compostos principalmente por quartzo e feldspato, com biotita frequente, além disso ocorrem alguns minerais gema, como variedades de quartzo (ametista, citrino, prásio e quartzo fumê), água marinha, epidoto e schorlita (figura 5C). Diques de sienogranito (figura 4E e 5A) ocorrem centimétricos a métricos, possuem uma coloração esbranquiçada a acinzentada.

Trata-se de uma rocha félsica, holocristalina, fanerítica, equigranular, com uma granulação variando de fina a média (0,125 mm a 2,5 mm), com a forma dos cristais variando de xenomórfica a idiomórfica. É composta por microclina, quartzo, plagioclásio, minerais opacos, biotita, hornblenda, allanita, apatita, titanita, sericita, carbonato e clorita (Fe-Mg e Mg-Fe).

Entre as rochas máficas e félsicas do MIAC foram cartografadas zonas de mistura física de magmas (*mingling*). Tais zonas ocorrem desde cotas mais baixas até próximo a metade dos grandes morros onde predominam o quartzo monzonito. Nestas zonas de mistura ocorrem todas as unidades que ocorrem no MIAC, além delas na zona de *mingling* que ocorrem próximo a localidade de Graminha, ocorrem localmente jotunito e mangerito. Os critérios adotados para a classificação destas zonas de *mingling* foram extraídas de Hibbard (1995). Os principais indícios foram a ocorrência de enclaves máficos no quartzo monzonito (figura 5D), ocorrendo em algumas porções estirados, xenocristais de k-feldspato e

plagioclásio retirados do quartzo monzonito e assimilados pelas rochas máficas (figura 5E), presença de complexo de veios em rede de quartzo monzonito nas rochas máficas (*net-veined complexes*) (figura 5F), intrusões sinuosas de magma félsico (figura 5G e 5H) e superfícies convexas (*boxworks*).

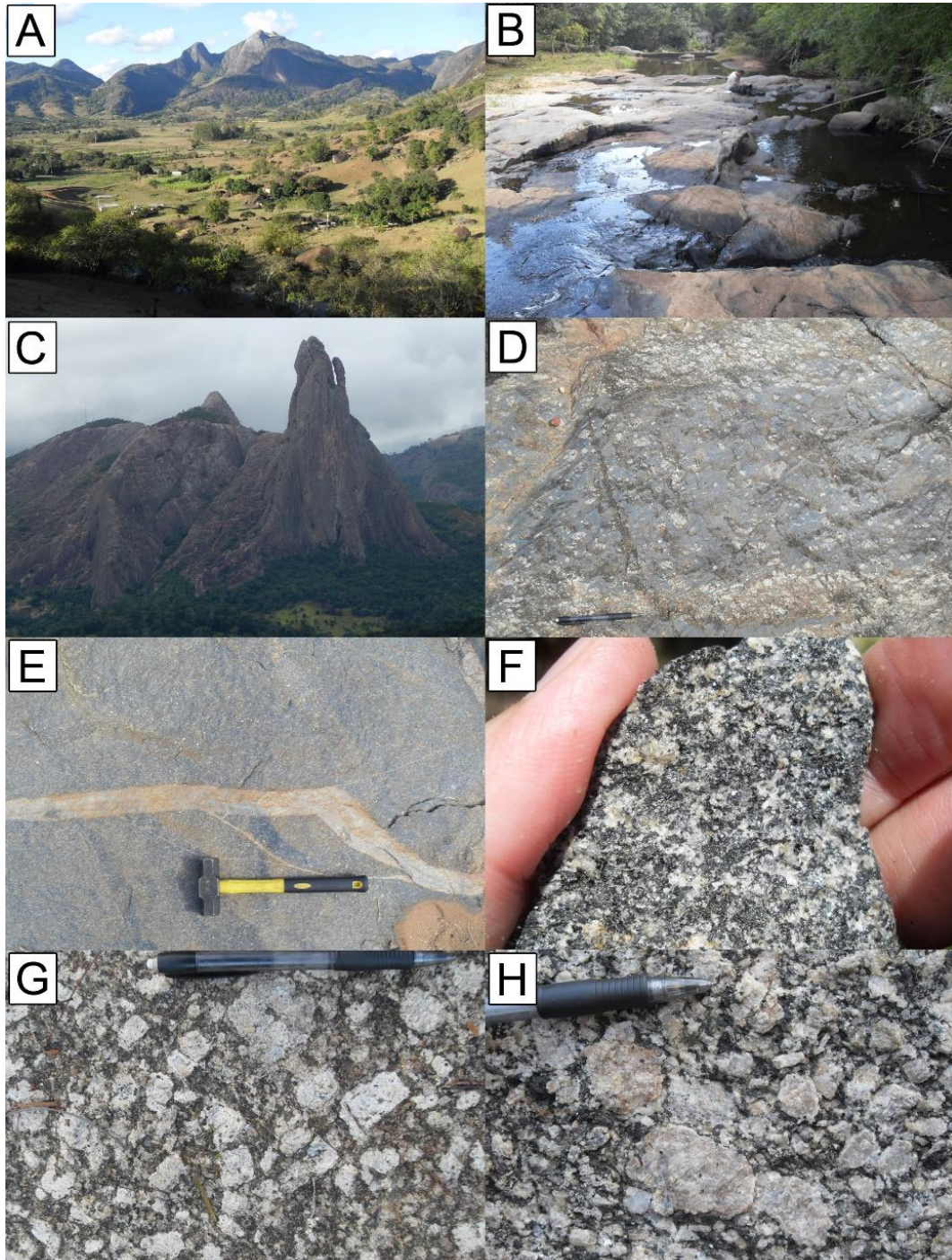


Figura 4: A: Núcleo máfico da região de Empossado circundado por rochas félsicas. B: Afloramento típico em leito de drenagens de rochas máficas do MIAC. C: Grandes pontões onde predominam o quartzo monzonito, curiosidade é que estas feições formam pontos geoturísticos, como na imagem, chamado de “Os Três Pontões”. D: Autólito de monzogabro. E: Monzodiorito cortado por dique de sienogranito. F: Amostra de mão de monzodiorito. G e H: Afloramentos de quartzo monzonito em detalhe, mostrando as características petrográficas desta rocha.

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO DO MACIÇO INTRUSIVO AFONSO CLÁUDIO
(1:25.000), REGIÃO SERRANA DO ESTADO DO ESPÍRITO SANTO**



Figura 5: A: Diques sienograníticos cortando afloramento de quartzo monzonito. B: Diques pegmatíticos com grandes cristais de feldspato e quartzo. C: Minerais gemas encontrados nos diques pegmatíticos. D: Enclaves máficos assimilados pelo quartzo monzonito. E: Cristais de k-feldspato e plagioclásio retirados do magma félsico e assimilado pelo magma máfico. F: Complexo de veios em rede (*net-veined complexes*) de quartzo monzonito em rocha máfica. G e H: Intrusões sinuosas de magma félsico nas porções máficas.

O mangerito (ortopiroxênio monzonito) é uma rocha félsica, holocristalina, porfirítica, com matriz fanerítica, com pórfiros em uma granulação média a grossa (4 mm a 1,25 cm) e a matriz em uma granulação fina a média (0,125 mm a 4 mm). Os principais pórfiros são de plagioclásio e microclina. É uma rocha levemente foliada. A forma dos cristais varia de xenomórfica a idiomórfica. Mineralogicamente é composta por plagioclásio, microclina, quartzo, biotita, hornblenda, minerais opacos, ortopiroxênio, clinopiroxênio, titanita, apatita, zircão, allanita, sericita, carbonato, clorita (Mg-Fe, Fe-Mg e Fe) e muscovita. O jotunito (ortopiroxênio monzodiorito) é uma rocha máfica, holocristalina, fanerítica, localmente porfirítica. A granulação varia em geral de fina a média (0,125 mm a 1,5 mm), nas poucas amostras porfiríticas ocorrem fenocristais de plagioclásio com uma granulação média a grossa (4 mm a 5 mm). Os cristais variam de xenomórficos a idiomórficos. É uma rocha estruturalmente maciça, composta por plagioclásio, quartzo, biotita, clinopiroxênio, sericita e carbonato.

Em toda a extensão do corpo ígneo são cartografadas diversas fraturas, onde algumas vezes concordam com a direção dos diques e veios, enquanto outras vezes o cortam. Também são registradas fraturas que formam pares conjugados entre si. Estas fraturas apresentam duas direções preferenciais: NW-SE (maior parte de família de fraturas) e NNN/SSW.

DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

O MIAC não tinha sido alvo de estudos detalhados, somente de estudos de cunho regional. Muito pouco se conhecia sobre ele, a sua origem pós-colisional era apenas uma suposição. Com a compilação dos dados deste trabalho, se foi possível desenvolver o mapa geológico do MIAC (escala 1:25.000) e trazer novas informações sobre este corpo pós-colisional.

O MIAC é composto por dois núcleos máficos (compostos por monzodiorito e monzogabro) circundados por rochas félsicas (quartzo monzonito). Entre estas rochas ocorrem zonas de mistura física de magmas (*mingling*). Na zona de *mingling* que ocorre na região de Graminha ocorrem localmente jotunito e mangerito. O MIAC é cortado por diques sienograníticos, quartzo-feldspáticos e pegmatíticos e veios de quartzo. Além disso, enclaves, das encaixantes, e autólitos são encontrados por todo o MIAC, principalmente no quartzo monzonito. Suas encaixantes são allanita metagranitoide (ortognaisses e metagranitoides da Supersuíte G1), granada-cordierita-sillimanita-biotita gnaiss e granada-sillimanita-biotita gnaiss (gnaisses aluminosos do Complexo Nova Venécia).

Seus aspectos de campo e petrográficos permitiram o classificar como um corpo ígneo pertencente a Supersuíte G5 do Orógeno Araçuai. As principais evidências para suportar esta hipótese são a ocorrência de litotipos félsicos e máficos, zonas de mistura física de magmas entre eles e fluxo ígneo bem marcado nas bordas. Tais características são bem visualizadas em outros corpos deste tipo, como os Complexos Intrusivos Santa Angélica, Várzea Alegre, Venda Nova, entre outros (WIEDEMANN-LEONARDOS et al., 2000; CAMPOS et al., 2016).

Sua evolução parece estar relacionada a processos de intrusão mantélica e fusão de crosta, assim como outros corpos deste tipo. Aspectos petrográficos mais refinados, litoquímicos, geocronológicos e de evolução geológica são tratados em Aranda et al. (em avaliação).

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO DO MACIÇO INTRUSIVO AFONSO CLÁUDIO
(1:25.000), REGIÃO SERRANA DO ESTADO DO ESPÍRITO SANTO**

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKMIM, F.F., MARSHAK, S., PEDROSA-SOARES, A.C., CRUZ, S.C.P., PERES, G.G., WHINTTINGTON, A.G. **Tectônica Quebra-Nozes e a gênese do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental**. In: IX Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, p. 40-43, Rio de Janeiro, 2003.

ALKMIM, F.F., MARSHAK, S., PEDROSA-SOARES, A.C., PERES, G.G., CRUZ, S.C.P., WHINTTINGTON, A.G. **Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana**. Precambrian Research, v. 149, p. 43-63, 2006.

ALKMIM, F.F., PEDROSA-SOARES, A.C., NOCE, C.M., CRUZ, S.C.P. **Sobre a evolução tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental**. Geonomos, v. 15(1), p. 25-43, Minas Gerais, 2007.

ALMEIDA, F.F.M. **O Cráton do São Francisco**. Revista Brasileira de Geociências, v. 7, p. 349-364, São Paulo, 1977.

ARANDA, R.O., CHAVES, A.O., MEDEIROS JÚNIOR, E.B., VENTURINI JÚNIOR, R. **Geologia do Maciço Intrusivo Afonso Cláudio (Espírito Santo, Brazil)**. Geologia Usp. Série Científica. Em avaliação, São Paulo.

BRITO NEVES, B.B. E CORDANI, U.G. **Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic**. Precambrian Research, v. 53, p. 23-40, 1991.

CAMPOS, C., MENDES, J.C., LUDKA, I.P., MEDEIROS, S.R., MOURA, J.C., WALLFASS, C.A. **A review of the Brasiliano magmatism in Southern Espírito Santo, Brazil, with emphasis on post-collisional magmatism**. Journal of the Virtual Explorer, v. 17, p. 1-39, 2004.

CAMPOS, C.P., MEDEIROS, S.R., MENDES, J.C., PEDROSA-SOARES, A.C., DUSSIN, I., LUDKA, I.P., DANTAS, E.L. **Cambro-Ordovician magmatism in the Araçuaí Belt (SE Brazil): Snapshots from a post-collisional event**. Journal of South American Earth Science, v. 68, p. 248-268, 2016.

CPRM. **Projeto de aerogeofísica**. Disponível em: <http://geosgb.cprm.gov.br>. Acesso em: 22 de junho de 2016. 2015

EMBRAPA. **Brasil em relevo**. Disponível em: <https://www.cnpm.embrapa.br/projetos/relevobr/download>. Acesso em: 22 de junho de 2016. 2015

FÉBOLI, W.L., RIBEIRO, J.H., HEINECK, C.A., RAPOSO, F.O., SOUZA, E.C. **Estratigrafia**. In: FÉBOLI, W.L. (Org.). Domingos Martins, folha SF.24-V-A-III: estado do Espírito Santo. Escala: 1:100.000., p. 81-81, Distrito Federal, 1993.

FILHO, L.M., RIBEIRO, M.W., GONZALEZ, S.R., SCHENINI, C.A., NETO, A.S., PALMEIRA, R.C.B., PIRES, J.L., TEIXEIRA, W., CASTRO, H.E.F. **Geologia**. In: Folhas SF. 23/24. Rio de Janeiro/Vitória. Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra/ Projeto RADAM Brasil, p. 181-181, Rio de Janeiro, 1983.

GRADIM, C., RONCATO, J. PEDROSA-SOARES, A.C., CORDANI, U.G., DUSSIN, I., ALKMIN, F.F., QUEIROGA, G., JACOBSON, T., SILVA, L.C., BABISKI, M. **The hot back-arc zone of the Araçuaí Orogen, Eastern Brazil: from sedimentation to granite generation.** Brazilian Journal of Geology, v. 44(1), p. 155-180, São Paulo, 2014.

HIBBARD, M.J. **Petrography to Petrogenesis.** 608 p., New Jersey, 1995.

LE MATRIE, R.W. (Edit.). **Igneous Rock: A classification and glossary terms.** 256 p., New York, 2002.

MEDEIROS, S.R., WIEDEMANN, C.M., MENDES, J.C. **Post-collisional magmatism in the Ribeira Mobile Belt: Geochemical and isotopic study of the Várzea Alegre Intrusive Complex (VAIC), ES, Brasil.** Brazilian contributions to the 31^o Internacional Congress, Brazil/2000. Revista Brasileira de Geociências, v. 30(1), p. 30-34, São Paulo, 2000.

MEDEIROS, S.R., WIEDEMANN, C., VRIEND, S. **Evidence of the mingling between contrasting magmas in a deep plutonic environment: the example of Várzea Alegre, in the Pan-Africa/Brasiliano Mobile Belt in Brazil.** Anais Academia Brasileira de Ciências, v. 73, p. 99-119, Rio de Janeiro, 2001.

MENDES, J.C., MCREALTH, I., WIEDEMANN, C.M., FIGUEIREDO, M.C.H. **Charnokitóides do Maciço Várzea Alegre: um exemplo de magmatismo cálcio-alcalino de alto K no arco magmático do Espírito Santo.** Revista Brasileira de Geociências, v. 27(1), p. 13-24, São Paulo, 1997.

MENDES, J.C., WIEDEMANN, C.M., MCREALTH, I. **Conditions of formations of charnockitic magmatic rocks from Várzea Alegre massif, Espírito Santo.** Revista Brasileira de Geociências, v. 29(1), p. 47-54, São Paulo, 1999.

PARADELLA, W.R., MENESES, P.R., LIU, C.C. (1978). **Caracterização de maciços ácidos e diferenciados do sul do Espírito Santo através de técnicas de realces automáticos de dados do Landsat.** In: I Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, v. 4, p. 582-596, São Paulo, 1978.

PEDROSA-SOARES, A.C. E NOCE, C.M. **Where is the structure zone of the Neoproterozoic Araçuaí-West-Congo orogeny?.** In: Conference on Basement Tectonics, Extended Abstracts, p. 35-37, Minas Gerais, 1998.

PEDROSA-SOARES, A.C., WIEDEMANN-LEONARDOS, C.M. **Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, eastern Brazil.** In: U.G. CORDANI, E.F. MILANI, A. THOMAZ FILHO, D.A. CAMPOS (Orgs.). Tectonic Evolution of South America (1^a ed.), p. 265-285, São Paulo, 2000.

PEDROSA-SOARES, A.C., NOCE, C.M., WIEDEMANN, C.M., PINTO, C.P. **The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly.** Precambrian Research, v 110, p 307-323, 2001.

PEDROSA-SOARES, A.C., NOCE, C.M., ALKMIN, F.F., SILVA, L.C., CORDANI, U.G., MARSHAK, S., WHITTINGTON, A., MARTINS-NETO, M.A., CAMPOS, C.M. (2003). **Orógeno Confinado: conceito, exemplo e candidatos.** In: IX Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, p. 36-39, Búzios, 2003.

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO DO MACIÇO INTRUSIVO AFONSO CLÁUDIO
(1:25.000), REGIÃO SERRANA DO ESTADO DO ESPÍRITO SANTO**

PEDROSA-SOARES, A.C., CASTAÑEDA, C., QUEIROGA, G., GRADIM, C., BELÉM, J., RONCATO, J., NOVO, T., DIAS, P., GRADIM, D., MEDEIROS, S., JACOBSON, T., BABISNKI, M., VIEIRA, V. **Magmatismo e tectônica do Orógeno Araçuaí no extremo leste de Minas e norte do Espírito Santo (18°-19°S, 41°-40°30'W)**. Geonomos, v. 14 (1, 2), p. 97-111, Minas Gerais, 2006.

PEDROSA-SOARES, A.C., NOCE, C.M., ALKMIM, F.F., SILVA, L.C., BABINSKI, M., CORDANI, U., CASTAÑEDA, C. **Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977**. Geonomos, v. 15(1), p. 1-16, Minas Gerais, 2007.

PEDROSA-SOARES, A.C., ALKMIM, F.F., TACK, L., NOCE, C.M., BABINSKI, M., SILVA, L.C., MARTINS-NETO, M.A. **Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-West-Congo orogeny**. Geological Society Special Publications, v. 294, p. 153-172, 2008.

PORADA H. **Pan-African rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and Eastern Brazil**. Precambrian Research, v. 44, p. 103-136, 1989.

SIGNORELLI, N., DRUMOND, J.B.V., RAPOSO, F.O., SOUZA, E.C., HEINECK, C.A. **Estratigrafia**. In: SIGNORELLI, N.(Org.), Afonso Cláudio, folha SF.24-V-A-II: estados do Espírito Santo e Minas Gerais. Escala: 1:100.000., p. 86-86, Distrito Federal, 1993.

SILVA, J.N. E FERRARI, G.F. (Org.). **Projeto Espírito Santo: relatório final**. p. 267. Minas Gerais, 1976.

SILVA, L.C., MCNAUGHTON, N.J., ARMSTRONGS, R., HARTMANN, L., FLETCHER, I. **The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections**. Precambrian Research, v. 136, p. 203-240, 2005.

TROMPETTE, R. **Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South American and Africa**. 364 p., Rotterdam, 1997.

VIEIRA, V.S., SOUZA, E.C., RAPOSO, F.O., SILVA, L.C., HEINECK, C.A. **Estratigrafia, petrografia e petrologia**. In: VIEIRA, V.S. (Org.). Baixo Guandu, folha SE.24-Y-C-V, estados do Espírito Santo e Minas Gerais. Escala: 1:100.000., p. 107-107, Distrito Federal, 1993.

VIEIRA, V.S. (2015). **Unidades Estratigráficas**. In: VIEIRA, V.S., MENEZES, R.G.(Orgs.). Geologia e Recursos Minerais do Estado do Espírito Santo: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais, p. 105-105, Minas Gerais, 2015.

WIEDEMANN-LEONARDOS, C.M., LUDKA, I.P., MEDEIROS, S.R., MENDES, J.C., COSTA-DE-MOURA, J. (2000). **Arquitetura de plutons zonados da Faixa Araçuaí-Ribeira**. Geonomos, v. 8(1), p. 23-38, Minas Gerais, 2000.

WIEDEMANN, C.M., CAMPOS, C.M., MEDEIROS, S.R., MENDES, J.C., LUDKA, I.P., MOURA, J.C. **Architecture of Late orogenic plutons in the Araçuaí-Ribeira Folded Belt, Southeast Brazil**. Gondwana Research, v. 19, p. 381-399, 2002.

